

ORSAY

Série :

N° d'ordre : 1031

N° d'ordre au C.N.R.S.

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ DE PARIS-SUD

(CENTRE D'ORSAY)

pour obtenir le grade de DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

par

Ebrahim AMIN SOBHANI

Contribution à l'étude sédimentologique et géochimique
des plaines sud de la mer Caspienne

Soutenue le 4 Novembre 1972 devant la Commission d'examen

A. RIVIÈRE	Président
P. BELLAIR	
A. DE LAPPARENT	
L. R. LAFOND	

ORSAY

Série :

N° d'ordre :

N° d'ordre au C.N.R.S.

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ DE PARIS-SUD

(CENTRE D'ORSAY)

pour obtenir le grade de DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

par

Ebrahim AMIN SOBHANI



Contribution à l'étude sédimentologique et géochimique des plaines sud de la mer Caspienne

Soutenue le 4 Novembre 1972 devant la Commission d'examen

A. RIVIÈRE

Président

P. BELLAIR

A. DE LAPPARENT

L. R. LAFOND

DEPT.
No.
No. de la
No. de la

THÈSE

Présentée à

L'UNIVERSITÉ DE PARIS-SUD

Faculté des Sciences

pour l'obtention du grade de Docteur en Sciences

par

Ébrahim Amini SOBHANI



Contribution à l'étude sédimentologique et géochimique
des plaines salées de la mer Caspienne

Présentée et soutenue le 15 Mars 1972 devant la Commission d'examen

Président

A. BUIVRE

P. BELLIER

A. DE LAPORTE

J. K. LAFONT

TRAVAIL DU LABORATOIRE DE SÉDIMENTOLOGIE - BRAS ORSAY (SUD)

REMERCIEMENTS

Je remercie Monsieur le Professeur A. RIVIERE de m'avoir accueilli dans son Laboratoire et de m'avoir fait profiter de son excellente connaissance géologique de l'Iran. Les nombreux conseils et encouragements qu'il n'a cessé de me prodiguer m'ont été des plus utiles ; qu'il veuille bien trouver ici l'expression de ma reconnaissance la plus vive.

Je remercie également Monsieur le Professeur P. BELLAIR d'avoir accepté de faire partie de mon Jury, malgré ses nombreuses activités.

J'exprime toute ma gratitude à Monsieur le Professeur A. de LAPPARENT, sa parfaite connaissance de la région m'a été très précieuse. Je lui suis également reconnaissant d'avoir accepté de faire partie de ce Jury.

Que Monsieur le Professeur L.R. LAFOND, qui m'a conseillé dans mes recherches et m'a aidé dans les interprétations des faciès granulométriques, veuille trouver ici l'expression de mes remerciements les plus vifs.

Il est impossible de citer tous ceux qui m'ont encouragé au cours de mes études et se sont intéressés à mon travail. Je dois une particulière reconnaissance à Messieurs les Professeurs J. DRESCH, A. VATAN, P. BIROT, M. STEINBERG, F. JOLY, A. GUILCHER et A. GHARIBE.

Il m'est agréable de remercier ici Monsieur le Professeur A. HOUCHANGUE CHARIFIE, Doyen de l'Ecole Normale Supérieure de Téhéran, qui m'a permis de réaliser cette étude.

Je remercie très chaleureusement Monsieur M. FISCHER, Directeur du Laboratoire de Malacologie du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris et toute son équipe qui ont assuré la détermination des mollusques de mes échantillons.

Je suis très reconnaissant à Mademoiselle S. VERNHET pour ses nombreux conseils dans l'interprétation des résultats minéralogiques des argiles, ainsi que Monsieur J. P. DEVIGNE, qui en de nombreuses occasions a simplifié mes problèmes de matériel.

Je remercie tous les assistants du Laboratoire de

Sédimentologie, principalement les membres de la section d'Océanographie où s'est réalisée la majeure partie de mon travail de laboratoire. La simplicité, l'exceptionnelle franchise des rapports humains dans ce laboratoire contribuent à créer un climat de confiance favorable aux travaux scientifiques. Je voudrais citer, en particulier, Mademoiselle A. MARTIN, Messieurs F. BALTZER, M. RIVIERE, et Ph. MASSON.

Je rends hommage à Monsieur SABOURI, Directeur du Centre de Chilate (Iran) pour m'avoir accordé les moyens nécessaires pour le prélèvement des échantillons dans les lagunes, et toute l'aide nécessaire pendant la durée de mes recherches.

Je suis redevable au Service Géologique de l'Iran, pour les nombreux documents géologiques que l'on m'a permis de consulter, dont certains figurent dans ce mémoire.

Je remercie vivement Mademoiselle N. MOUREAU, Messieurs E. KLIMEK et A. SAVEL qui grâce à leur travail m'ont permis de présenter les analyses chimiques des argiles dans ce travail.

J'exprime ma reconnaissance à Monsieur et Madame COQUELLE qui ont assuré le travail de dactylographie et de l'offset de ce mémoire avec une inlassable gentillesse.

Enfin, que tous les chercheurs, collègues et toutes les personnes qui ont contribué tant soit peu à la réalisation de ce travail, trouvent ici l'expression de ma plus vive gratitude.

INTRODUCTION

La région, dont il est question dans cette étude, est située entre le massif de l'Elbourz (au Sud) et la mer Caspienne (au Nord). Parmi les territoires montagneux ou les plaines boisées arides et désertiques du Moyen Orient et de l'Asie centrale, la situation géographique et géologique des provinces caspiennes de l'Iran est tout à fait exceptionnelle.

L'Elbourz est formé de plusieurs chaînes parallèles, boisées au Nord de la ligne de partage des eaux et présentant des pentes abruptes. Le massif est presque entièrement formé de calcaires, primaires et surtout jurassiques et crétacés, de grès et de schistes charbonneux liasiques ; on observe aussi des axes de roches éruptives (régions : du Lahidjan, du Foumen et d'Alam-Kouh), de roches volcaniques (Demavand) et de roches métamorphiques (Alam-Kouh et Gorgan). L'abondance des précipitations d'une part, et la nature des roches, s'ajoutent au relief pour rendre intense l'action de l'érosion. L'érosion des montagnes constituées soit de roches éruptives et métamorphiques, soit de roches sédimentaires, mérite une étude particulière. En effet, ces roches ont subi partout des phénomènes d'altération.

De Langaroud à Souldeh, la montagne atteint la côte ; celle-ci est régularisée par la mise en place des apports alluviaux arrachés à l'Elbourz sous l'action des courants côtiers qui devient vers l'Est les embouchures avec formation de flèches littorales et de lidos isolant des lagunes littorales. La plaine qui s'étend derrière les dunes, les lagunes et les cordons littoraux : est elle-même à demi-aquatique et marécageuse, en raison de sa très faible pente (1 m/Km) et de l'afflux des eaux pluviales et torrentielles.

La présence d'une grande mer comme la Caspienne au Nord de l'Iran est le facteur essentiel de la morphologie du littoral de plaines côtières. La mer Caspienne est la plus grande mer fermée du globe. Son niveau actuel est à 28,3 m au-dessous de celui de l'Océan. Pendant la période glaciaire et après la fusion des glaces de la plaine russe, le niveau de la mer Caspienne était à 54 m au-dessus du niveau actuel. La côte sud de la mer, d'Astara à l'Ouest, jusqu'à l'embouchure de l'Atrak à l'Est appartient à l'Iran. Le bassin méridional de la mer est plus profond que les deux autres (bassin septentrional et bassin central).

Le climat du bassin caspien varie selon les différents secteurs de la côte. Le bassin nord a un climat assez sec, avec une température très froide en hiver et modérée en été.

Les vents soufflent toujours vers le Sud et provoquent des courants circulaires affectant à la fois l'atmosphère et les eaux superficielles de la mer, ils entraînent l'air humide vers les côtes du Sud-Ouest.

La chaîne de l'Elbourz et les montagnes volcaniques de l'Azerbaïdjan bordent les rives sud et sud-ouest de la Caspienne, elles retiennent l'humidité sur leurs versants, et les petites plaines de leur piémont. Le climat y est tempéré et les précipitations sont très supérieures à celles des autres côtes.

Etude des plaines -

A l'Est, la plaine du Gorgan est construite par les alluvions de l'Atrak, du Gorgan et du Kara Sou. Ces deux derniers sont assez courts, leurs bassins versants se situent dans les montagnes de chloritoschistes du Gorgan. Le rôle joué par la mer Caspienne dans l'épendage des alluvions, en plaine littorale a été très remarquable. Les loëss et les argiles vertes sont les sédiments caractéristiques de cette plaine.

La présence des chloritoschistes au Sud, des chlorites sédimentaires au Nord et leurs évolutions minéralogiques d'une part, et la genèse des smectites et des kaolinites d'autre part, seront étudiés dans ce travail. Le terrain salé et marécageux, les nappes souterraines très profondes (environ 300 m de profondeur), les puits artésiens fournissant des eaux douces méritent une étude particulière.

Au Mazandéran nous avons étudié d'abord la situation des cours d'eau, puis les caractères des sédiments. Selon la nomenclature des rivières, le nombre des cours d'eau du Mazandéran est de 55, mais il n'en est que huit dont la longueur dépasse 60 km. Ils sont torrentiels en raison de l'importance de la pluviosité et ont un débit solide très important.

Toute la côte est sableuse avec une quantité importante de minéraux lourds et des restes de coquilles. On peut admettre que les sédiments de la plaine du Mazandéran et de la zone côtière résultent essentiellement de l'accumulation des alluvions et des éléments détritiques en provenance de l'Elbourz.

Les dunes et les cordons de sable existent toujours. Les flèches et les cordons littoraux abondent. La formation de la presqu'île du Mian Kaleh et l'isolement de la lagune du Gorgan sont conséquence de l'abaissement de la mer Caspienne.

Dans la plaine du Mazandéran nous pouvons distinguer quatre zones assez distinctes, et de surfaces limitées. Les alluvions et les sédiments marins ou littoraux anciens sont en partie mélangés. Nous avons observé que les sédiments de berges des cours d'eau sont caractéristiques et très représentatifs.

L'étude des alluvions du Heras nous a donné quelques résultats intéressants, en outre, une comparaison entre les compositions chimiques des roches volcaniques de la région du Demavend (en amont) et des alluvions du Heras (en aval), a permis de suivre l'évolution du matériel sédimentaire au cours de son cheminement.

En Guilan - Les parties nord, est et ouest de la plaine du Guilan sont constituées par une plaine alluviale de formation assez récente.

Le Séfid-Roud joua un rôle important dans l'élargissement de la plaine : cet élargissement s'est effectué directement au niveau de son delta, indirectement par ses plus fines alluvions, emportées vers la mer. Nous étudierons le déplacement du lit du Séfid-Roud et l'histoire de ses différents deltas. Le déplacement du delta de Dahaneh Sar à Hassan Kiadeh (sur une distance de 25 km) et par suite la progression de l'embouchure vers la mer (de 5 km en 50 ans) nous montrent que les apports liquides et solides du Séfid-Roud ont été considérables. Le développement et le déplacement du delta, d'une part, et l'influence des courants marins, d'autre part, ont créé une plaine presque rectangulaire avec des côtes plates, rarement pourvues de falaises, seulement dans la région de l'ancienne embouchure du Séfid-Roud où elles atteignent une hauteur de 3 à 4 m.

Le Séfid-Roud érode le massif du Zagros et les montagnes volcaniques de l'Azerbaïdjan entraînant à la mer le matériel détritique, les sables et les argiles. D'autre part, les cours d'eau des régions de Foumen, de la vallée du Séfid-Roud, de Lahidjan et de Langaroud ont arraché au versant nord de l'Elbourz occidental et aux montagnes de Pocht Kouh, Massouleh et Talech, des alluvions qui se sont déposées dans la plaine.

Par suite des fluctuations de la mer Caspienne, et de ses nombreuses transgressions et régressions, les alluvions ont été uniformément étalées sur les plaines côtières. En effet,

il n'est pas rare que nous observons dans ces plaines, des matériaux détritiques mélangés : galets, graviers, sables et argiles. Nous avons trouvé des traces d'anciennes plages (sables côtiers avec des restes de bivalves) dans la haute plaine, ainsi que sur le versant montagneux, mais les corrélations sont difficiles à établir en raison de l'érosion intense et des difficultés tenant au terrain boisé.

Les influences passées et actuelles de la mer Caspienne sur les plaines côtières sont visibles partout, dans la morphologie littorale et dans la sédimentologie. Les précipitations abondantes (au Guilan plus de 1000 mm de moyenne annuelle), la végétation très dense, la température modérée, l'humidité très élevée, les vents, les courants marins, la fluctuation de la mer et enfin la composition chimique des eaux de la mer Caspienne sont des facteurs influençant la morphologie et la géologie des plaines côtières. C'est pourquoi, selon nous, l'étude géologique de ces plaines doit tenir compte des caractères géologiques et hydrogéologiques actuels et passés de la mer Caspienne. C'est pourquoi nous avons cru bon de rappeler ses caractéristiques et son évolution historique.

En l'absence de tout critère paléontologique et d'une stratigraphie détaillée du Quaternaire qui sera un travail de très longue haleine que faciliteront peut-être nos recherches, notre étude a surtout porté sur la géochimie et la sédimentologie.

A partir des résultats obtenus dans ce travail et en tenant compte du contexte géologique, nous avons essayé de faire une synthèse des conditions de transport et de sédimentation des matériaux. Dans deux brèves conclusions nous avons dégagé les résultats scientifiques obtenus et les caractères généraux des plaines côtières.

1) METHODE DE TRAVAIL

1 - 1 - Le prélèvement des échantillons

Au courant des campagnes sur le terrain, nous avons prélevé environ 300 échantillons. La prise des échantillons n'obéit pas tout à fait à un plan géométrique. Les récoltes ont été faites généralement dans les zones sans végétation. L'étude de l'embouchure du Séfid-Roud, de la baie du Pahlavi et de la lagune du Gorgan a été faite sur des prélèvements résultant de dragages effectués à bord d'une barquette. En général, les échantillons de la baie de Pahlavi ont été pris aux embouchures des cours d'eau sur les flots et au fond de la baie. Les échantillons de la lagune du Gorgan récoltés en différents points de cette étendue d'eau comportent ceux de deux sondages qui ont atteint une profondeur de 6 m. Les échantillons des plaines et des côtes ont été prélevés aux différents points (les berges, les puits, les dunes, les tranchées des routes ou des champs, les alluvions, etc...).

Les échantillons sont numérotés, leur localisation sont présentés selon deux cartes n° 14 et 69. Pour faciliter la lecture de la carte, chaque région est désignée par une lettre.

1 - 2 - La granulométrie

1 - 2 - 1 - La granulométrie des sables

La granulométrie des sables a été étudiée par tamisage. Nous avons mesuré le pH et puis l'échantillon (50 ou 100 g) est lavé à l'eau distillée puis séché. Lorsqu'il contient des éléments pélitiques associés aux éléments de la classe des sables, nous avons opéré comme pour la granulométrie des argiles. Pour éliminer les matières organiques, nous avons utilisé l'eau oxygénée concentrée (110 volumes) à chaud (durée : plusieurs jours pour les sédiments vaseux). Après, on a procédé en général à la destruction des éléments calcaires par attaque à l'acide chlorhydrique à 10 % (pour les sables grossiers à 1000 microns de dimension, nous avons fait deux opérations, avec attaque à l'acide et sans attaque à l'acide). Après centrifugation, lavages à l'eau distillée et élimination de HCl et des chlorures, les sables sont séchés à l'étuve, puis on a pesé le résidu.

Nous avons utilisé des séries de tamis conforme

à la norme AFNOR - NF - XII - 501. Dans cette série, la maille la plus fine (module 17) correspond à une ouverture de 0,040 mm et la maille la plus grosse (module 38) correspond à une ouverture de 5 mm. Le nombre total des tamis de la colonne est de 22. Pour tamisage des éléments plus gros que 5 mm (5 à 20 mm), nous avons utilisé les séries TYLER.

Les résultats de tamisage sont présentés sous forme de courbes cumulatives en coordonnées semi-logarithmiques. En raison de la présence d'échantillons argileux et pour permettre une comparaison plus facile avec les granulométries des sédiments fins, la cumulation a toujours été faite à partir des éléments les plus fins. L'interprétation des résultats a été faite suivant plusieurs catégories d'indices numériques.

Les courbes granulométriques des sables bruts (non décalcifié) présentent certaines irrégularités et aussi des médianes plus élevées que celles des sables décalcifiés.

1 - 2 - 2 - La granulométrie des sédiments fins

On a vérifié d'abord le pH de l'échantillon et débarrassé l'échantillon de la matière organique qu'il contient par attaques à l'eau oxygénée (110 volumes) dans un milieu basique (pH 8 à 9), et de ses carbonates par attaque à HCl à 10 %. Les échantillons sont alors lavés par centrifugation jusqu'à défloculation partielle, on a vérifié le pH du milieu (deuxième fois) et au besoin, on a ajouté quelques gouttes de NaOH 10 % pour faciliter la défloculation (pH 8 à 9), puis on a ajouté 10 cc d'Héxaméta phosphate de sodium à 2 % (défloculant). Le sédiment est mis à l'agitation pendant 17 heures, la fraction fine est séparée de la fraction grossière par tamisage sur un tamis de maille de 35 microns et l'on effectue le tamisage des éléments grossiers comme pour les sables. La fraction fine (toujours 5 g) est étudiée par la méthode de la pipette d'ANDREASSEN raccourcie (A. RIVIERE, 1952).

1 - 2 - 3 - Interprétation des résultats granulométriques

Les résultats obtenus pour la fraction grossière et la fraction fine sont rapportés à la granulométrie totale du sédiment et représentés par des courbes cumulatives semi-logarithmiques. On porte en ordonnées arithmétiques les pourcentages pondéraux cumulatifs et en abscisses logarithmiques la taille des particules. La forme de la courbe est caractéristique du sédiment, elle permet la lecture directe du pourcentage de la fraction argileuse et de la fraction sableuse. Lorsque la courbe pré-

sente une pente forte, on dit que le sédiment est bien classé (les sables de Mian Kaleh et des dunes), ce qui correspond à une forte concentration de particules pour une faible variation de leur dimension. Si la pente est faible, le sédiment est mal classé, ce qui correspond à une faible concentration de particules pour une importante variation de leur dimension.

Les courbes de fréquence en coordonnées bilogarithmiques ont été construites à partir des courbes cumulatives semi-logarithmiques (méthode A. RIVIERE, 1952). Les indices d'évolution (n) sont représentés par la pente des courbes de fréquence bilogarithmiques. Les valeurs de n correspondent aux différentes conditions de sédimentation.

Selon A. RIVIERE (1952, 1960 et 1967) les faciès granulométriques sont comme les suivants :

1) le faciès linéaire ($n = 0$) traduit les sédiments éluviaux non ou très peu évolués. Exemple : les arènes.

2) Le faciès parabolique (n entre 0 et - 1) caractérise les sédiments en cours d'évolution par transport dans un courant et déposés par excès de charge. Exemple : les dépôts fluviatiles.

3) Le faciès logarithmique ($n = - 1$) représente les sédiments très évolués par transport et déposés par excès de charge. Exemple : les dépôts estuariens ou les sables de plage.

4) Le faciès hyperbolique ($n < - 1$) caractérise les sédiments très évolués, déposés par décantation dans un milieu calme marin ou lacustre, et assez paradoxalement se retrouve à l'extrémité grossière du domaine granulométrique de beaucoup de sédiments où il est lié à l'abandon sélectif des particules les plus volumineuses.

5) Le faciès de lévigation marqué par une régression de l'indice d'évolution correspond à des sédiments lagunaires peu profonds à particules fines (20 à 60 microns) dont les éléments les plus fins ont été entraînés à la suite de remise en suspension par vagues, ou à des sédiments de ruissellement lessivés et leurs éléments fins. Si $n > 0$, ils sont dits ultraparaboliques.

1 - 3 - Etude morphoscopique des sables

Nous nous sommes référés aux critères morphos-

copiques codifiés par A. CAILLEUX et J. TRICART, 1963. L'observation des grains de sable a été réalisée à l'aide de la loupe binoculaire sur des fractions granulométriques séparées par tamisage, mais non toujours sur les résidus de granulométrie des sables. Nous avons observé la morphoscopie des grains avant et après attaque acide modérée, certaines pellicules ferrugineuses gênant fortement les déterminations.

1 - 4 - Etude des minéraux lourds

Nous avons choisi la méthode utilisée par S. DUPLAIX, 1958, pour étudier les minéraux lourds. Par cette méthode, nous avons séparé les minéraux lourds des sables à l'aide du bromoforme ($D = 2,9$), après lavage des minéraux à l'acide chlorhydrique (N). Ce lavage est en général indispensable pour faire disparaître les calcaires et surtout les pellicules ferrugineuses superficielles. Après élimination du bromoforme résiduel par lavage à l'alcool, les minéraux lourds ont été examinés. Pour chaque échantillon, les grains ont été comptés à raison d'une centaine par plaque.

1 - 5 - Teneur en carbonate de calcium

Pour mesurer le taux de CaCO_3 dans tous les échantillons prélevés, nous avons utilisé l'alcalimètre de SCHROEDTER. Cet appareil sert à déterminer pondéralement le taux de CO_2 ou de carbonate d'un corps solide : sable, argile, etc...

Le dégagement de CO_2 s'opère par action de l'acide chlorhydrique dilué (50 %) ; le gaz barbote dans l'acide sulfurique qui retient l'eau ; on déduit, de 2 pesées, avant et après attaque par acide, le poids de CO_2 contenu dans l'échantillon. Pour chaque opération, nous avons prélevé 2 à 3 g d'échantillon broyé et tamisé à 100 microns et séché à 110°C . D'après le poids de CO_2 dégagé, le taux de CaCO_3 a été calculé en sachant que 100 g de CaCO_3 dégagent 44 g de CO_2 et ce qui donne le taux de carbonate de l'échantillon. Par cette méthode, la teneur en CaCO_3 dans tous les échantillons est déterminée (Fig. 16 et 71).

La teneur en CaCO_3 est très faible dans la baie de Pahlavi et les zones marécageuses ; elle augmente dans les sables de plage par concentrations coquillières exceptionnelles. Elle augmente aussi dans les fonds sableux en raison directe de l'enrichissement en tests du sédiment, et des zones rocheuses de haute plaine ; les amonts de cours d'eau sont les plus riches. Dans les éléments fins la teneur en CaCO_3 reste faible dans toutes les régions de la plaine. La végétation et les eaux stag-

nantes (les marécages) ont une influence très importante sur la teneur en CaCO_3 .

1 - 6 - Valeur du pH

Le pH a été défini en 1909 par le chimiste danois SÖRENSEN comme le cologarithme de la concentration en ions H^+ d'une solution (C. ROCCHICCIOLI, 1967). Le pH peut être mesuré par colorimétrie, mais cette méthode est imprécise. Le pH de tous les échantillons prélevés ont été mesurés par la méthode électrométrique au laboratoire. Pour les échantillons d'eau, nous avons préféré utiliser les résultats des études des laboratoires des eaux du Ministère de l'Eau et de l'Electricité de l'Iran.

Le pH des plaines côtières diffère d'un point à un autre à cause de l'influence de la mer Caspienne, de la végétation, des marécages, des cours d'eau, de la baie de Pahlavi et enfin de la situation de la lagune du Gorgan. Le pH des côtes est toujours de 8 environ (il est de 8,3 dans la mer Caspienne), mais le pH de la baie de Pahlavi et particulièrement des petits cours d'eau est inférieur 7. En effet, le pourcentage de carbonate de calcium est toujours très bas, ne dépassant pas 5 % (Fig. 71).

L'acidité du milieu (eau ou sol) a une influence très forte sur l'altération des matières, la néoformation des argiles et la sédimentation rapide ou lente des éléments. Les argiles du milieu acide ont des caractères très différents de ceux du milieu basique. L'abondance ou la modicité d'ion Ca provoque les actions et les réactions chimiques dans le milieu. Nous pouvons dire que le pH du milieu est un grand modificateur et aussi un puissant générateur des matières terrestres.

1 - 7 - Etude des minéraux argileux

La détermination minéralogique des argiles a été réalisé essentiellement par l'appareil aux Rayons X. Nous avons travaillé sur des agrégats orientés par sédimentation et sur des poudres non orientées. Les spectres de Rayons X ont été déterminés à l'aide de diffractomètres de C. G. R. à Orsay (Section Océanographie et Laboratoire de Sédimentologie), des appareils Philips du Centre Nucléaire de Saclay et de l'Institut de Géographie de Paris. Les anodes étaient de Co et de Fe. Tous les diagrammes exposés dans ce mémoire ont été préparés avec le diffractomètre Philips PR - 4010/00 - Anticathode de Co.

Pour préparer les agrégats orientés, nous avons

détruit les matières organiques par l'attaque à l'eau oxygénée concentrée (110 volumes) à chaud. La richesse des échantillons en matières organiques rendirent difficile la préparation des suspensions défloculées.

La décalcification des échantillons a été effectuée par attaque à l'acide acétique N. Afin d'éviter la destruction des minéraux argileux fragiles, nous avons pris soin que le pH ne descende pas au-dessous de 2, pendant toute la durée de l'opération. Après arrêt de l'effervescence et coloration rose du méthylorange (procédé à latouche), la suspension acidifiée passe dans un centrifugeur et est lavée à l'eau distillée jusqu'à défloculation partielle. Enfin, après agitation mécanique de 17 heures, les éléments fins sont séparés par un tamisage à 35 microns ; le résidu est décanté pendant 2 heures ; la suspension (les particules < 2 microns) est mise à évaporer à l'air libre sur des plaques de verre. En général, nous avons préparé pour chaque échantillon, 10 plaques d'agrégats orientés utilisables directement sur le diffractomètre. Ces plaques sont uniformes : une plaque d'une suspension à 35 microns et 9 plaques inférieures à 2 microns. (après élimination d'une grande partie des éléments détritiques). Pour déterminer les minéraux argileux de manière spécifique, nous avons effectué un certain nombre de traitements. Chaque détermination commence par l'étude d'un échantillon brut qui permet déjà de discerner les traitements nécessaires.

A) Traitements par $MgCl_2$ et $CaCl_2$

L'échantillon est saturé par $MgCl_2$ (N) ou $CaCl_2$ (N), puis glyceriné par simple badigeonnage à l'aide d'un pinceau, ou d'un pulvérisateur, puis laissé pendant 8 heures dans un dessiccateur saturé de vapeurs d'éthylène - glycol, ou recouvert par 2 gouttes d'éthylène - glycol sur la plaque orientée. Les minéraux gonflants se manifestent alors par un pic entre 17 ou 18 A° . Ce sont généralement des smectites ou des minéraux interstratifiés. Par ce traitement, les vermiculites passent parfois de 14 A° (échantillon brut) à 15 A° (vermiculites calciques), mais cela n'est pas général. Nous avons fréquemment utilisé $MgCl_2$ (N) à la place de $CaCl_2$ (N), ce qui a permis de différencier d'une part les chlorites des vermiculites, d'autre part de constater que le remplacement des cations échangeables par Mg^{++} est très facile et absolument total, par la méthode préconisée par A. RIVIERE (M. STEINBERG, S. VERHNET et A. RIVIERE, 1966). Sans doute par suite d'altération partielles, certaines chlorites présentent des écarts réticulaires de 13,6 A° pour le pic (001) et 7,15 A° pour le pic (002). Après traitement au $MgCl_2$, elles sont ramenées aux écarts réticulaires de 14,24 A° pour la raie (001) et 7,20 A° pour (002).

B) Cuisson des plaques

Pour détruire les kaolinites et ramener l'écart réticulaire des smectites à $10 \text{ \AA}$, nous avons choisi deux plaques à 2 microns portées à :

- une température de 490°C pendant 2 heures (la première)
- une température de 530°C pendant 1 heure (la deuxième).

En principe les chlorites ne sont pratiquement pas détruites par ce traitement (les chlorites de la région d'Amol et les chloritoschistes), mais nous observons que toutes les chlorites sédimentaires, dans les régions étudiées, sont détruites ou dégradées par la cuisson. Le chauffage produit une plus grande diminution du pic (002) de la chlorite que du pic (001). Parfois dans certains échantillons (N - 1, Foumen et gg - 5, Sari) la chlorite est totalement détruite par la cuisson. Dans l'échantillon n - 2 (Bandar Chah, Fig. 24) seule la raie de (001) disparaît (exceptionnel) ; tandis que dans certains autres échantillons le pic de (001) reste.

Selon G. MILLOT, 1949, une diminution du pic de (002) et une augmentation de (001) de la chlorite par le chauffage seraient caractéristique des chlorites ferrifères (les échantillons q - 2 et N° 8 de la lagune du Gorgan). Nous avons remarqué aussi lorsque les chlorites ont subis une légère altération du feuillet brucitique ($\text{Mg}(\text{OH})_2$), l'écart réticulaire de ce minéral se réduit à $12 \text{ \AA}$ par la cuisson.

La méthode de chauffage à 400°C est conseillée par W.F. BRADLEY, 1954, pour la séparation des pics de la chlorite et de la kaolinite. Nous l'avons utilisée pour la plupart des échantillons, mais nous n'avons pas réussi à séparer les pics de ces minéraux sauf pour deux échantillons, et seulement sur les pics voisins de $3,5 \text{ \AA}$ (Fig. 40).

Enfin nous avons utilisé la méthode du chauffage à 530°C pendant 1 heure sur les plaques saturées par MgCl_2 (N) ou CaCl_2 (N) et puis glycinée pour distinguer la vermiculite de la chlorite gonflante ($15 \text{ \AA}$ pour la première et $17 - 18 \text{ \AA}$ pour la deuxième).

C) Attaque par HCl

La destruction de la chlorite et la mise en évidence du pic (001) de la kaolinite se fait par attaque de HCl (2 N) pendant plus de 2 heures à chaud. Dans cette opération, l'illite subsiste, les smectites peuvent subsister (parfois avec réduc-

tion à 12 Å de l'écart réticulaire) mais sont quelquefois détruites. Les serpentines et les minéraux de 7 Å comme chamosite et grenalite sont détruites par HCl (G. BROWN, 1961, p. 264).

Selon G. W. BRINDLEY et R. F. YOE (1953), certaines chlorites appartenant au flysch ou liées à la sidérite, ne sont pas totalement détruites par cette attaque, ce sont des chlorites d'origine métamorphique. C'est le cas des chlorites des chloritoschistes du Gorgan (Fig. 21).

Les chlorites ferrifères ayant les raies réticulaires de (001) et de (003) très faibles, s'altèrent plus rapidement par HCl, que les chlorites magnésiques (G. BROWN, 1961, p. 265).

Par suite de la dégradation des chlorites (destruction de $\text{Mg}(\text{OH})_2$) avec HCl, le pic (001) de l'illite est généralement renforcé.

D) Les traitements par KCl (N) et NH_4Cl (N)

Ils ramènent l'écart réticulaire des vermiculites à 10 - 11 Å (alors que I. BARSHAD, 1954, note un pic à 12,4 Å). Nous avons uniquement trouvé quelques traces de vermiculite dans la région de Fomen.

E) Traitements par la glycérine (simple)

Cette méthode est la plus pratique et plus rapide pour distinguer les minéraux gonflants. Les résultats sont excellents. Après ce traitement, nous avons trouvé les pics très nets, aigus et bien gonflés. Signalons que cette méthode n'est pas suffisamment précise pour discriminer tous les échantillons de smectite et de chlorite gonflante (Fig. 27). Dans ce cas la meilleure solution est le traitement préliminaire par MgCl_2 (N) ou CaCl_2 (N) glyciné.

Pour rechercher la présence éventuelle de chlorite gonflante, nous avons glyciné les plaques d'agrégats orientés après une cuisson à 530°C pendant une heure ou à 490°C pendant deux heures, mais sans succès par suite de l'existence de chlorites sédimentaires (fragiles par le chauffage).

F) Traitements par LiCl (2N)

L'argile est traitée au bain-marie bouillant pendant au moins 90 minutes avec une solution de LiCl (2N). Les centrifugations successives aboutissent à une défloculation par-

tielle. Les plaques préparées à partir du culot de centrifugation sont mises au four à 300°C pendant 12 heures. Elles sont glycinées et après un délai de 48 heures, sont étudiées au diffractomètre. Avec cette méthode, la beidellite montre un écart réticulaire de 17 ou 18 Å°, tandis que celui des montmorillonites vraies est bloqué à 9,5 ou 10 Å° (G. BROWN, 1961, p. 190). Le rôle de LiCl (2N) dans la ségrégation de la montmorillonite et de la beidellite est confirmé par différents chercheurs.

En dehors de ce caractère, nous avons observé que dans certains échantillons saturés par LiCl (2N) glyciné, les pics de 7,1 Å° de chlorite (002) et de kaolinite (001) se séparent quelquefois (Fig. 28).

G) Traitements par le mode de "Mehra Jackson"

Pour éliminer les ions ferriques non cristallisés, pour discerner les pics à 22 - 24 Å°, les opérations de O. P. MEHRA et M. L. JACKSON, 1960, ont été effectuées sur les échantillons du Gorgan et Guilan (région riches en fer). Les résultats ont été satisfaisants, mais en principe les pics de la chlorite et de la montmorillonite sont nettement plus faible après ce traitement.

1 - 8 - Analyse thermique différentielle

En dehors des conclusions rapportées par R. X. nous avons préparé les diagrammes des analyses thermiques différentielles pour une vingtaine d'échantillons. Les courbes obtenues étaient identiques et sans résultats caractéristiques. La présence d'un mélange des différents minéraux argileux dans toutes les régions étudiées ne nous a pas permis d'utiliser les méthodes d'analyse thermique différentielle (A. T. D.) et d'analyse thermique pondérale (A. T. P.) pour caractériser les argiles.

II - LA MER CASPIENNE

2 - 1 - La mer Caspienne dans le passé

L'histoire du passé de la Terre nous offre deux exemples qui montrent comment deux grandes mers peuvent disparaître sans que des phénomènes tectoniques de grande ampleur y aient participé. L'héritière agonisante de l'une, que l'on peut nommer la mer Paléocaspienne, est la mer Caspienne (E. D. SUESS, p.1646).

Au Crétacé supérieur, cette région du globe fut recouverte par la transgression marine qui s'étendait de l'Océan Atlantique jusqu'à la cuvette du Tarim. Elle se scinda ensuite, en partie sous l'action prépondérante des mouvements eustatiques négatifs, en partie par suite de mouvements tectoniques (Alpes, Iran).

Au Tertiaire moyen, le domaine paléocaspien a été nettement limité du côté de la Méditerranée. Tandis que celle-ci continuait à s'agrandir par une série d'effondrements, la mer Paléocaspienne est restée une mer transgressive que les mouvements orogéniques ont morcellée sans l'étendre.

Il faut donc la considérer simplement comme une extension tardive et temporaire de la Téthys. Dans l'Ouest, toutes les plaines du Danube moyen au Caucase appartiennent au domaine de la mer Paléocaspienne. Dans l'Est, le Crétacé supérieur et l'Eocène ont atteint les environs de Kachgar (Chine). Dans l'ensemble, cependant, l'histoire de cette mer reste liée pendant une longue durée avec celle de la Méditerranée. Selon RACHEL L. CARSON (COLLIN DELAVALD, p. 124) au cours de la pé-

riode Crétacé, une mer intérieure s'étendait depuis la Suède immergée jusqu'en Russie, débordait sur la Caspienne et atteignait l'Himalaya.

Selon ZHIZHCHEENKO, 1940, (L. ZENKEVITCH, p. 355) à la fin de la période Oligocène et au début du Miocène, les eaux y étaient presque aussi salées que celles de l'Océan ; mais durant le Miocène inférieur et moyen, la mer devenue saumâtre, avec une faune méditerranéenne, communiquait avec l'Océan et s'allongeait sur toutes les régions sud-européennes de l'U. R. S. S.

Selon ANDRUSSOV, 1918, (L. ZENKEVITCH, p. 354-358) par suite de la formation des chaînes des Balkans, du Caucase et des montagnes du sud de la Turquie, la Téthys s'est morcelée en deux bassins ; le bassin Ponto-Caspien concernant la mer noire et la mer Caspienne, peu salées, et le bassin Daki-Galici concernant la plaine méridionale du Danube et toutes les régions de Volyn et de Podol (en Ukraine). Le bassin de Daki-Galici communiquait avec l'Océan glacial arctique. Ces deux bassins étaient seulement reliés par le détroit de Mélitopol (au Nord de la mer d'Azov). Par ce détroit la faune du bassin de Daki-Galici, c'est-à-dire la faune de l'Océan glacial arctique, a pénétré dans le bassin Ponto-Caspien et y a donné naissance à des populations nouvelles (H. et G. TERMIER, p. 89-90).

Au Miocène supérieur, après la disparition du territoire de Tarkhan - Kut, c'était une immense mer qui occupait le Sud de l'U. R. S. S. , s'étirant de l'Oural aux Balkans. Elle était peu profonde et remplie d'eau saumâtre. C'était la mer Sarmatique (ROMANOVSKY et coll. 1953, p. 232) (Fig. 1). D'après la faune qui existait dans ce bassin, il n'y avait aucune communication avec l'Océan arctique et certains des éléments de la faune mé-

diterranéenne ont disparu du bassin Sarmatien (L. ZENKEVITCH, p. 355), notamment des bivalves *Arca*, *Pectenculus*, *Leda*, *Corbula*, *Conus*, *Natica*, *Turritella*, etc...

Selon V. BOGACHEV, 1933, (L. ZENKEVITCH, p. 355) les phoques étaient associés à la faune du Sarmatien comme à la faune actuelle de la mer Caspienne.

Au Vindobonien, après quelques plissements régionaux, la mer Sarmatienne se morcela en plusieurs parties et le bassin Ponto-Caspien fut séparé de la Méditerranée orientale (Fig. 2).

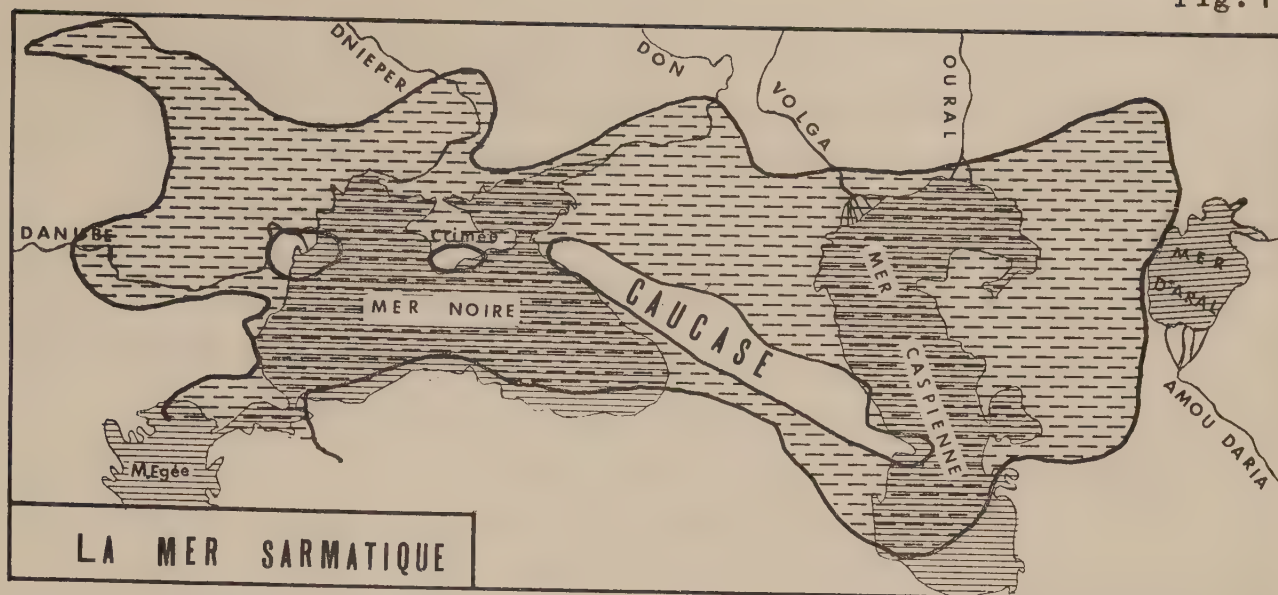
Des plissements post-pontiques, tout à fait récents, s'observent à l'extrémité des Balkans et sur le bord des Carpathes méridionales, ainsi qu'en Crimée ; des plissements sarmatiques longent le Caucase. La lisière extrême de celui-ci atteint le rivage septentrional de la mer d'Azov et la mer Caspienne au Nord du Manytch (SUESS, p. 1663).

Au Dacien, la mer Caspienne s'est transformée en une mer autonome. Selon ANDRUSSOV (MOFAKHAM - PAYAN, p. 27), au sarmatien et au pontien, à la suite des dislocations des régions de Roumanie, de Crimée et du Caucase, les deux bassins Aralo-caspien et Ponto-caspien (Ponto = la mer Noire) réoccupèrent leurs anciens territoires et reprirent leur aspect antérieur.

A l'Aktchagylien (Aktchagyl = les grands volcans du Caucase), les communications entre la mer Caspienne et la mer d'Aral permirent à la faune de la mer d'Aral d'envahir la mer Caspienne. A la période de l'Apcheronien, cette mer communiquait avec la mer Noire par le chenal du Manytch (FURON R. 1941, p. 403).

A la période Pliocène, le bassin Ponto-caspien

Fig:1



EXTRAIT: V. ROMANOVSKY — La Mer p. 232 Paris 1953

Fig:2



Les bassins Pontique et Caspique à l'époque méotienne, d'après N. Androussov (Figure extraite du *Traité de Géologie* d'Ém. Haug, II, fasc. 3. In-8°, Paris, 1911, p. 1683, fig. 452).

- 1-3. Couches à *Cardium pseudoedule* : 1. Bassin de la Biélaïa; 2. Bassin Bulgarique; 3. Bassin de Samara. — 4-12. Couches d'Aktchagyl : 4. Baie d'Outva; 5. Monts d'Indersk; 6. Vallée du Térék; 7. Faciès de Kertch du Soulaï; 8. Samour; 9-10. Golfe de la Koura; 11. Détroit de Krasnovodsk; 12. Détroit du Balkan. — 13-19. Faciès de Kertch et couches à Congéries : 13. Serbie; 14. Golfe Dacique; 15. Bassin de Kherson; 16. Détroit de Crimée; 17. Bassin d'Azov; 18. Golfe de Soukoum; 19. Bassin Euxinique. — Échelle de 1 : 30 000 000.

s'étendait jusqu'à la Méditerranée ; mais après l'abaissement du niveau de l'Océan, la mer Caspienne fut isolée jusqu'aux grandes périodes glaciaires.

A l'époque glaciaire, c'est dans les vallées du Dniepr et de la Volga que les glaces des régions scandinaves et russes se sont avancées le plus loin, jusque vers 48°50' latitude Nord (SUESS p. 1665). Dès lors, la Volga offrit un large débouché aux eaux de fusion qu'elle conduit à la Caspienne. A cette époque, les deux mers (Aral et Caspienne) communiquaient à l'Est par une dépression au Sud de Sary Kamych atteignant 18 m au-dessous du niveau de la mer Caspienne ou 46 m au-dessous de celui de l'Océan. D'autre part, la mer Caspienne communiquait aussi avec la mer Noire par le Manytch. Selon BERG L. (BARIMANI, p. 76) le niveau de la mer Caspienne pendant cette période était à 54 m au-dessus du niveau de la mer Noire actuelle et elle s'étendait au Nord jusqu'à Samara (nom actuel Kouïbychev, sur la moyenne Volga). Il y avait peut-être une communication entre la mer Caspienne et l'Océan Arctique, car on a trouvé certains animaux, comme les phoques dans la mer Caspienne. On a trouvé aussi dans les couches sarmatiques et pontiques des phoques très voisins, mais il n'est pas nécessaire de leur supposer une origine arctique.

La faune de Cardiums de la Caspienne peut illustrer cet événement, car elle existe à la fois dans la mer d'Aral, dans la Caspienne et dans la mer Noire. Les couches qui la contiennent se trouvent à la même altitude sur la mer d'Aral et sur la Caspienne, à 4 m au-dessus de la mer d'Aral actuelle et à près de 80 m au-dessus de la Caspienne. A l'époque où les rivages atteignaient cette altitude, les deux mers communiquaient par l'Ousboï et le Sary Kamych (SUESS, p. 1665).

Après la période glaciaire, des influences climati-

ques provoquèrent un abaissement général des niveaux. Les mers se séparèrent. La mer Caspienne à son tour commença à s'abaisser, mais la ligne de partage nouvellement apparue du côté de la mer d'Aral devint le déversoir imparfaitement délimité de l'Amou Daria, qui à partir de ce moment se jette dans la Caspienne par deux bras principaux, il porte à la mer d'Aral des quantités d'eaux de plus en plus grandes. Dès le 16^e siècle, il portait toutes ses eaux à la mer d'Aral.

Le déplacement de l'Amou-Daria a été réalisé aussi une fois par les Mongols au cours du 13^e siècle (Fig. II), mais jusqu'au 16^e siècle, il se jettait dans la mer Caspienne.

2 - 2 - Situation et dimensions actuelles de la mer Caspienne

La mer Caspienne, la plus grande mer fermée du globe, représente un plan d'eau, allongé dans le sens Nord-Sud et de position plus avancée dans la grande masse continentale eurasiatique (C. COLLIN DELAUAUD, p. 105). D'après KOSSAREVA et coll. 1969, p. 5) le périmètre actuel de la mer est d'environ 6100 km. La côte sud de la mer, d'Astara à l'Ouest, jusqu'à l'embouchure d'Atrak à l'Est, appartient à l'Iran, sur une longueur de 992 km (DJAHANBANI, 1957).

La superficie totale de la mer Caspienne varie selon les auteurs, mais d'après GORCHKOV G. et YAKOUCHOVA A. (1967) elle atteint 395.000 km².

La mer Caspienne n'est pas une mer très profonde. Selon la revue "Priroda", les mesures faites récemment dans la mer Caspienne par sondages, ont établi que la profondeur maximale est de 1200 m et non 980 m, comme on le croyait jusqu'ici (Cahiers océanographiques, n° 4, 1967, p. 265). Sur les côtes de l'Iran, la plus grande profondeur appartient à la côte de Chahsavar

(PETEROV, M. P., 1957).

La mer Caspienne se divise dans le sens de sa plus grande longueur (du Nord au Sud) en trois bassins distincts. Ces bassins se distinguent par leurs caractères topographiques et climatiques ainsi que leurs conditions hydrographiques.

Le bassin méridional est quadrangulaire et en raison de la présence du massif de l'Elbourz au Sud, des montagnes Talèche et Caucase à l'Ouest, il présente des caractères tout à fait différents de ceux du bassin septentrional et du bassin central. Le climat est tempéré et les précipitations sont au moins trois fois supérieures à celle du bassin septentrional. Sa plus grande profondeur comme nous l'avons déjà dit, dépasse 1000 m et sa profondeur moyenne est environ de 325 m (L. ZENKEVITCH, p. 539). La région occidentale de ce bassin est beaucoup plus profonde que l'orientale (Fig. 3).

2 - 3 - Le climat de la mer Caspienne

2 - 3 - 1 - La température et les précipitations.

Les conditions climatiques de la mer Caspienne ne sont pas uniformes; en effet, la situation propre et la topographie des régions qui l'entourent, commandent les caractères climatiques spéciaux de la mer Caspienne. Pendant la saison froide, d'Octobre à Mars, se trouve une zone de basse pression sur le bassin nord et central de la mer (770 mm). En été, la situation est inversée.

2 - 3 - 2 - Les précipitations

Par la dépression de la Sibérie et de l'Asie Centrale, les vents du Nord et de l'Est qui soufflent vers la mer, poussent l'air humide vers les régions occidentales et méridionales de

la mer. Les obstacles montagneux du Caucase et de l'Elbourz arrêtent cet air humide. En effet, la pluviosité et l'humidité de l'air sont plus fortes sur les versants montagneux du littoral méridional et occidental de la mer. L'abondance des précipitations est due en général à la rencontre des dépressions méditerranéennes, avec l'air humide de la Caspienne (Fig. 4).

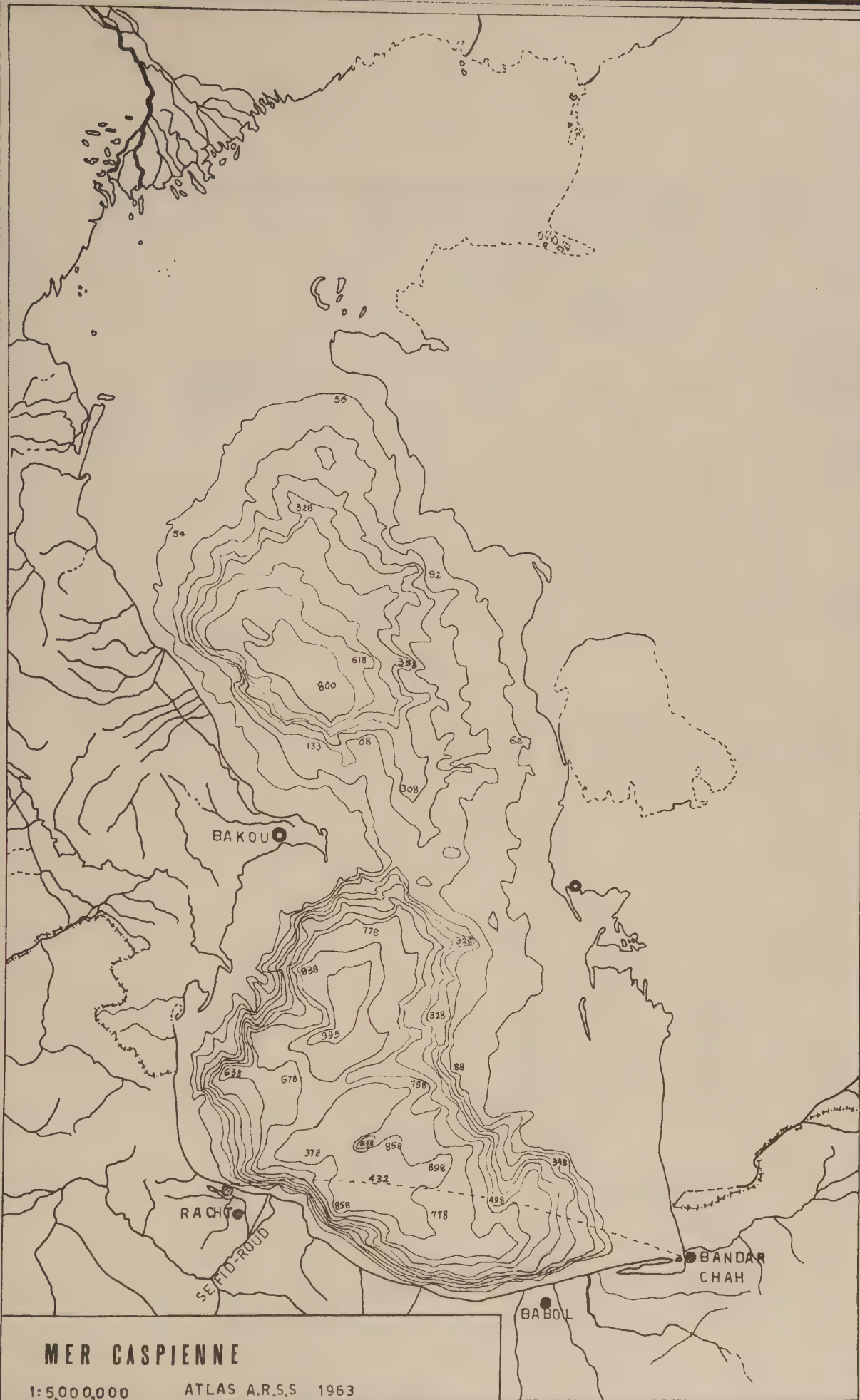
2 - 3 - 3 - Les vents

La direction et la vitesse des vents de la mer Caspienne dépendent de la répartition des pressions barométriques au cours des différentes saisons, de la topographie des rives et enfin de la différence de température entre la terre et la mer (Fig. 5). D'une part les vents soufflent du Nord et de l'Est, c'est-à-dire venant de la plaine de l'U.R.S.S., la Sibérie et d'Asie centrale ; et d'autre part les vents de Scandinavie, de l'Océan Atlantique et la mer Méditerranée venant de l'Ouest, soufflent sur la mer Caspienne (Fig. 6), et y provoquent des courants circulaires (voir : les courants marins). Les brises marines et terrestres varient avec la profondeur de la mer dans les bassins du Nord, du Centre et du Sud. La vitesse de circulation dépend des différences de température entre la terre et la mer, ainsi que du rayonnement solaire.

2 - 4 - La salinité

La salinité d'un échantillon d'eau exprime la quantité de sels dissous dans 1000 cc d'eau. La salinité moyenne de l'eau de l'Océan est d'environ 35‰. Selon KNIPOVITCH (1923), la salinité moyenne de la mer Caspienne est de 12,80 à 12,85 ‰. Il est bien évident que dans le bassin nord, elle est très peu salée, tandis qu'à l'Est, elle est de 13,5 ‰ ; dans le golfe de Kaïdak, elle est de 59,52 ‰ et à Krasnovodsk, elle est beaucoup plus salée que celle de Kaïdak. En hiver, la salinité augmente dans tous les

Fig:3



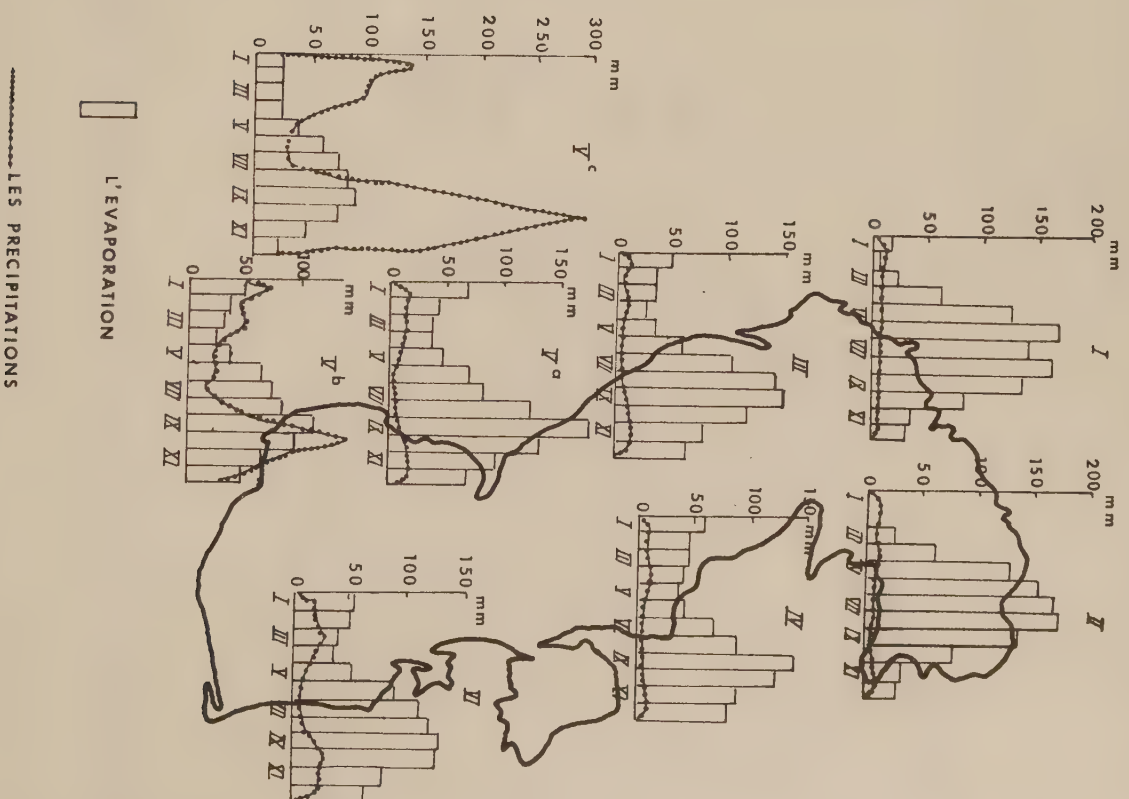
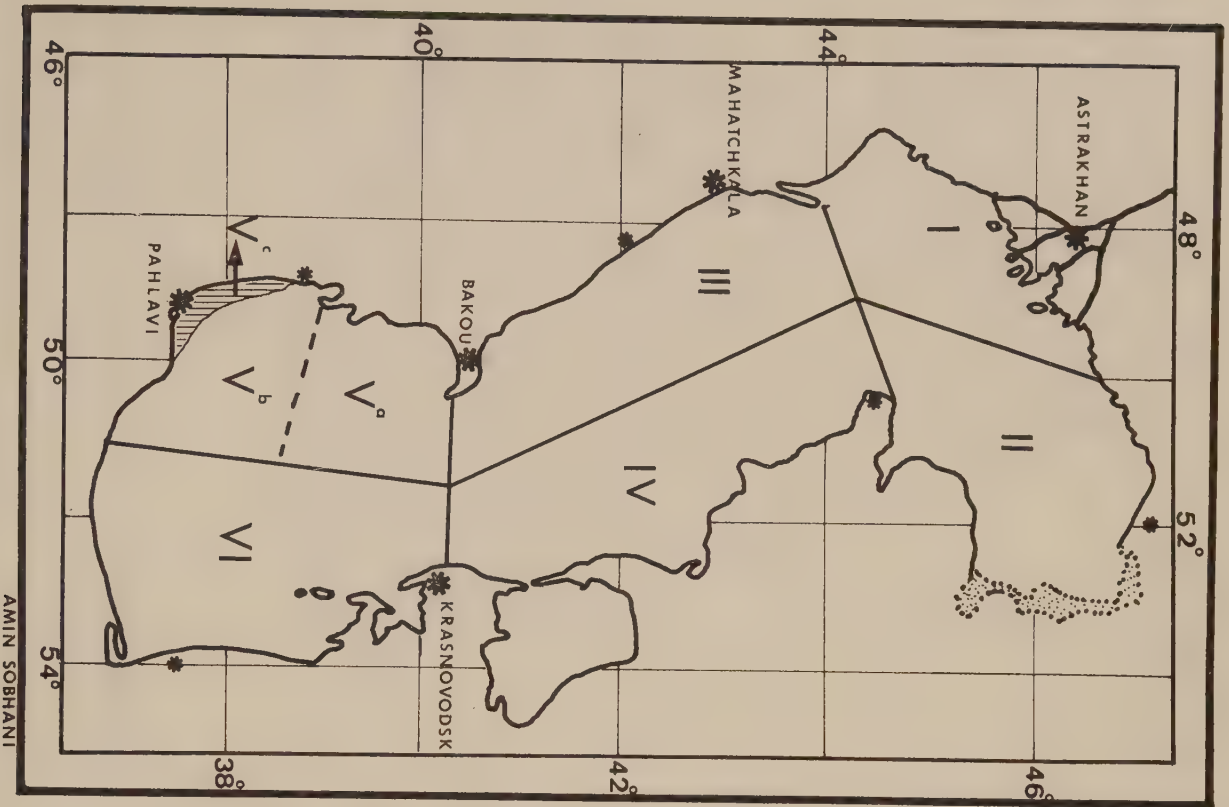


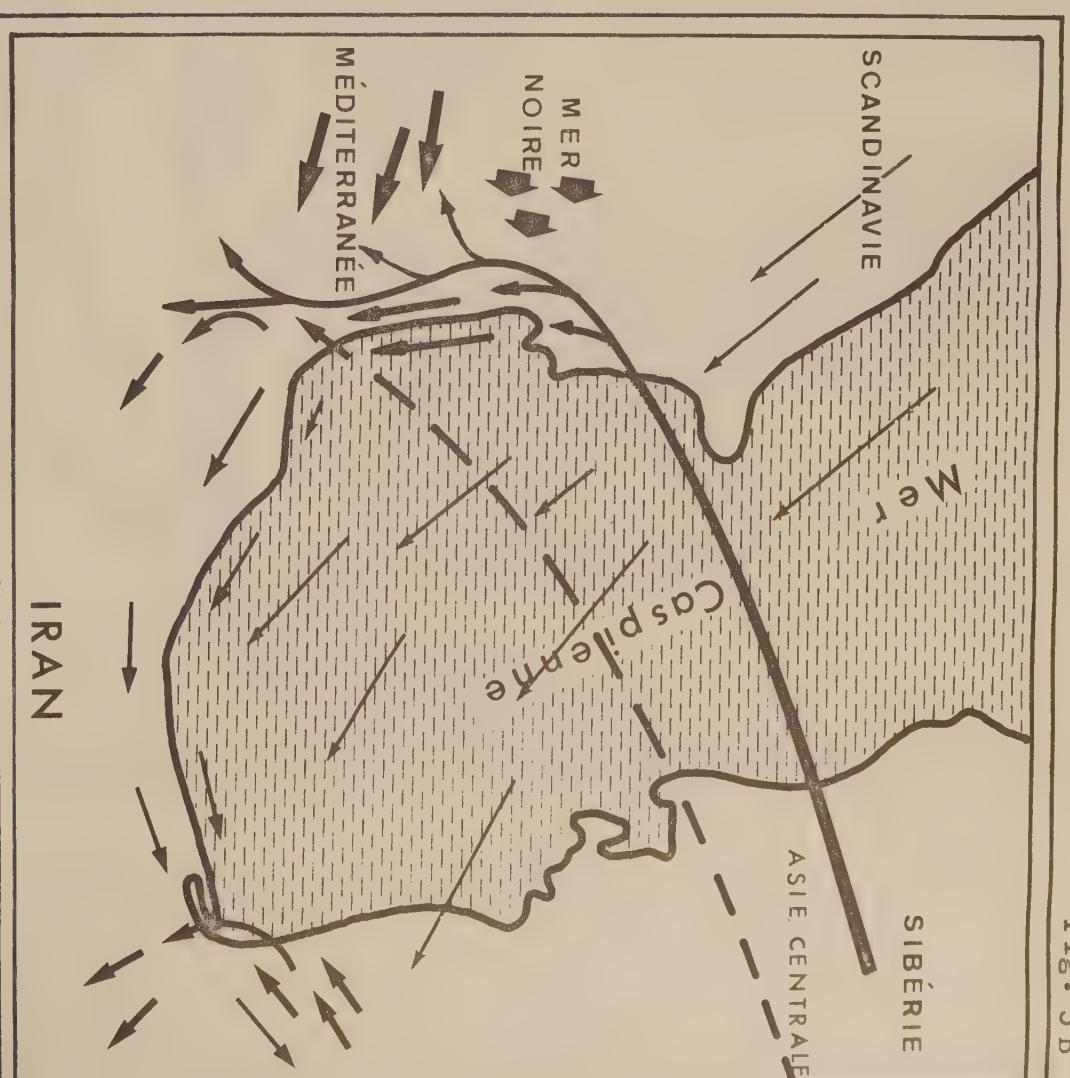
Fig 34

Fig : 5 A



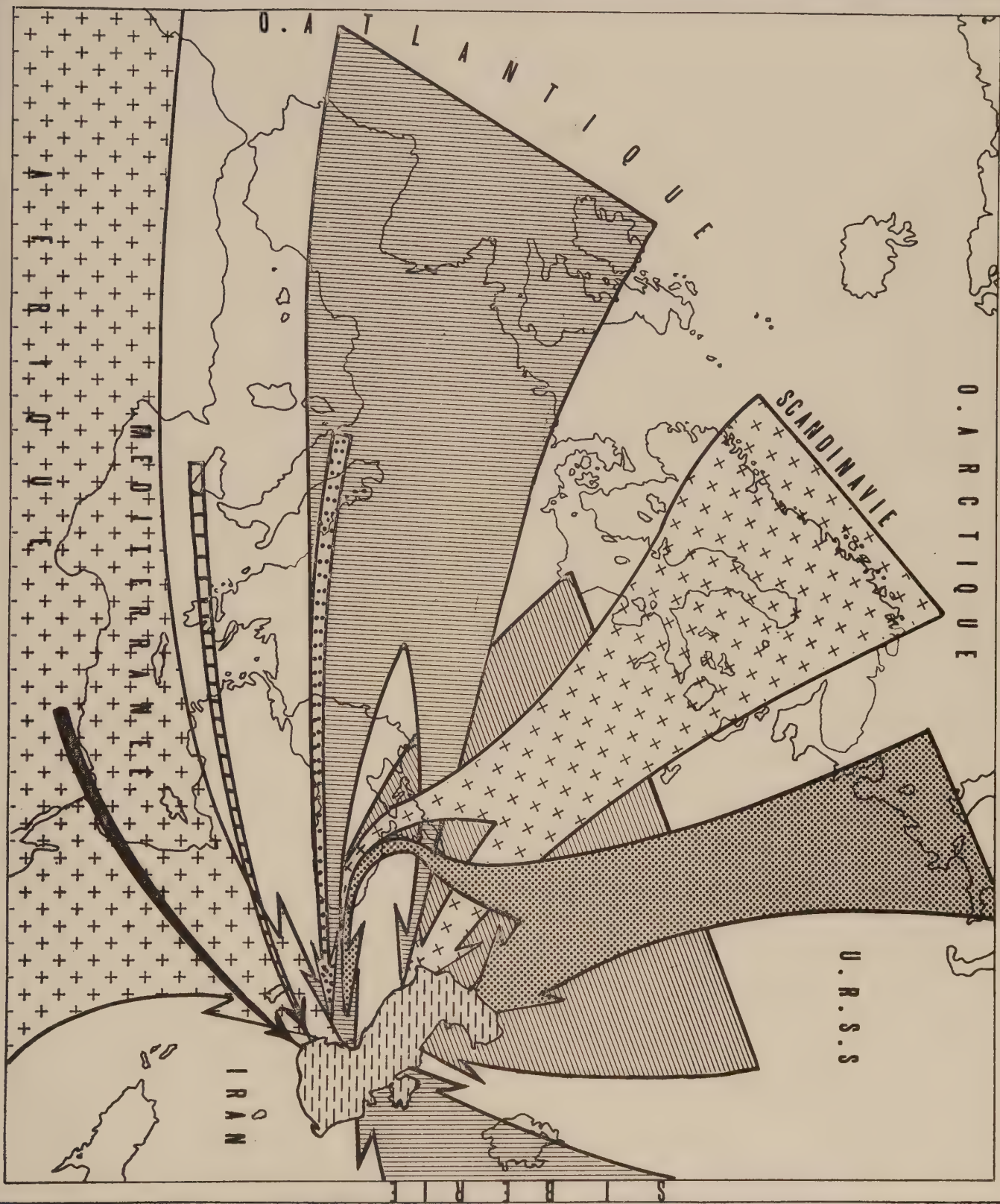
Trajectoire des cyclones originaires du Nord Ouest dans la mer CASPIENNE et les régions adjacentes en été.

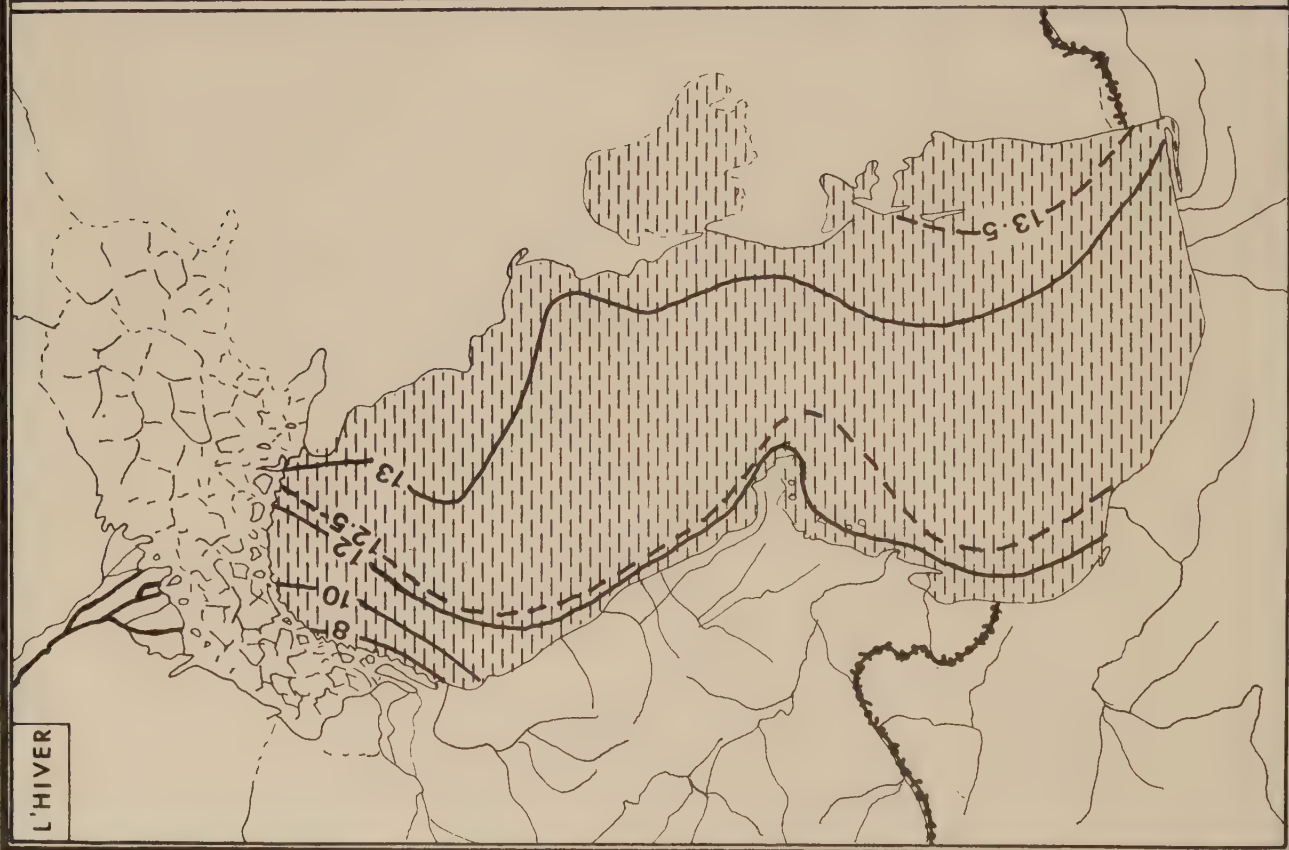
Fig: 5 B



Les vents dominants dans la Mer CASPIENNE et les régions adjacentes en hiver .

Fig : 6





bassins.

La salinité varie en fonction des précipitations, des saisons (Fig. 7), des courants marins, des bassins maritimes, des vents, de la température des régions limitrophes, des apports des rivières, des congélations et enfin de l'évaporation. Mais en tous cas, sauf dans le golfe de Kara Bogaz-Gol (200‰), la salinité de la mer Caspienne est très inférieure à celle des Océans.

Selon BRUJEVITCH S. P., 1937 (L. ZENKEVITCH, p. 551), LYMAN et FLEMING, 1940 (ROMANOVSKY, p. 328), CHICHMANI et ZENIN, 1949 et LEONOV, 1960, les compositions moyennes des eaux de la mer Caspienne, du fleuve Volga, de la mer Noire et de l'Océan sont les suivantes (tableau 1).

Le coefficient de Cl dans les eaux de la mer Caspienne est de 2,396. Selon LEBENDINTZEV (L. ZENKEVITCH, p. 550) il est de 2,386.

D'après KNIPOVITCH, 1923, DITTMAR, 1884 (selon ROMANOVSKY 1953) et BERG, 1932, la composition chimique moyenne de la mer Caspienne est représentée sur le tableau n° 2.

En général, dans le milieu de la mer Caspienne, la quantité de Na et Cl est très faible, mais la teneur en Ca et sulfates est très forte. Dans la partie orientale de la mer, comme nous l'avons déjà dit, il n'y a pas de courants et en raison des températures torrides, l'évaporation est très forte ; et la salinité y est plus grande, tandis que dans le bassin nord, les apports de la Volga tendent à la diminuer (tableau n° 3).

Selon KUENEN P. H., 1950 (p. 45) la salinité du golfe Kara Bogaz-Gol est de 160 ‰ et dans ce bassin, le gypse et la mirabilite ou le sel glauber ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$) sont abondants.

Le tableau 4 donne, d'après le rapport du laboratoire de l'eau du Bureau du Séfid Roud (en Racht 14. 05 . 1969) sur l'échantillon de l'eau de la mer, prélevé à 5 km à l'Est de Pahlavi (Plage Namdjou), les taux de matières dissoutes.

2 - 5 - Les courants marins

La mer Caspienne, comme les autres mers, a deux systèmes de courants d'eaux : horizontaux et verticaux. Ils dépendent de différents facteurs tels que : la température de l'eau et de l'air, l'influence des vents, l'apport des eaux fluviales, surtout la Volga, etc... La mer Caspienne a un immense courant cyclonique principal le long de l'ensemble de ses côtes et aussi deux grands courants régionaux dans les bassins central et méridional (Fig. 9). Selon STOKMAN, 1938 (L. ZENKEVITCH, p. 545) la vitesse de ces courants, le long de la côte ouest du bassin central, atteint 20 cm/secondes. Dans le bassin septentrional, l'influence du fleuve Volga est essentielle, et crée deux courants très importants. L'un va du bassin septentrional vers le bassin central et l'autre de Nord-Ouest vers l'Est. Le premier poussé par les vents de l'Est, rejoint au Nord de Derbend le courant circulaire principal de la mer Caspienne. Le deuxième chasse les eaux et les sédiments vers l'embouchure de l'Oural. Comme nous l'avons dit, l'influence des vents, les différences de salinité et de température des eaux des bassins nord et sud, sont les phénomènes principaux qui déterminent les courants de la mer Caspienne. La forte évaporation du golfe de Kara Bogaz-Gol établit un courant constant de la mer Caspienne vers le golfe.

Les courants verticaux dépendent de la densité des eaux superficielles et des eaux profondes, surtout pendant l'hiver. Les vents côtiers accélèrent ces courants en sorte qu'ils provoquent une violente turbulence.

La composition chimique des eaux de la mer Caspienne

Tableau 1

IONS	La mer CASPIENNE		VOLGA à Astrakhan	La mer NOIRE	OCEAN 35 %	OCEAN 35 %
	12.63-12.89 (A)	12.68-12.94 (B)	0.19856 % (D)	17.32 % (D)	(B)	(C)
Na	24.69	24.82	} 6.67	31.34	30.593	30.61
K	0.63	0.66		1.04	1.106	1.10
Ca	2.59	2.70	23.34	1.30	1.196	1.16
Mg	5.66	7.70	4.47	3.79	3.725	3.69
Cl	41.67	41.73	5.46	55.24	55.292	55.04
Br	0.08	0.66	—	0.18	0.188	0.19
SO ₄	23.82	23.49	25.63	7.48	7.692	7.68
CO ₃	0.86	0.84	34.43	—	0.207	—
HCO ₃	—	—	—	—	—	0.41
Acide Borique (Non dissocié)	—	—	—	—	—	0.07
Sr (Strontium)	—	—	—	—	—	0.04

A= selon certains des chimistes .

B= Selon BRUJEVITCH (1937-41) .

C= Selon FLYMAN et FLEMING (1940) .

D= Selon tous les chimistes .

Tableau 2

SELS	Mer Caspienne ①③	Océan - selon Knipovitch ①	Océan- selon Dittmar ②	Mer Noire selon Berg ④	Mer Aral
NaCl	62.15	78.32	77.758	79.72	56.07
MgSO ₄	23.58	6.40	4.737	7.11	25.87
MgCl ₂	} 4.54	} 9.44	10.878	} 9.07	} 0.82
MgBr ₂			0.217		
CaCO ₃	1.24	0.21	0.345	1.59	0.21
KCl	1.21	1.69	-	2.99	2.05
CaSO ₄	6.92	3.94	3.600	2.58	14.98
K ₂ SO ₄	-	-	2.465	-	-
Total Salinité	12.88	34.30	35.00	18.60	10.61

①- ZENKEVITCH P.551

②- ROMANOVSKY P.327

③- ZENKEVITCH P.366

LA SALINITE pour 1000

Tableau no: 3

Profondeur	Bassin central	Bassin méridional	Profondeur	B. central	B. méridional
m			m		
0	12.59	12.61	400	12.76	12.82
50	12.66	12.65	600	12.78	12.84
100	12.68	12.68	800	12.84	12.87
200	12.72	12.74	900	-	12.90
300	12.76	-			

Tableau No:4

Les caractères chimiques de l'eau de la mer Caspienne(en Pahlavi)

T.D.S TOTAL mg/l	EC.10 25°	pH	Concentration en milli- Eq / litre									
			Ca	Mg	Na	K	Total Cations	CO ₃	HCO ₃	SO ₄	Cl	Total Anions
11848	14125	8.30	14.05	4.01	117	-	185.00	0.60	3.30	52.01	1305	188.4

T.D.S = Total des matières dissou

La mer Caspienne

LES DISTRIBUTIONS DE P ET Si

EN AUTOMNE

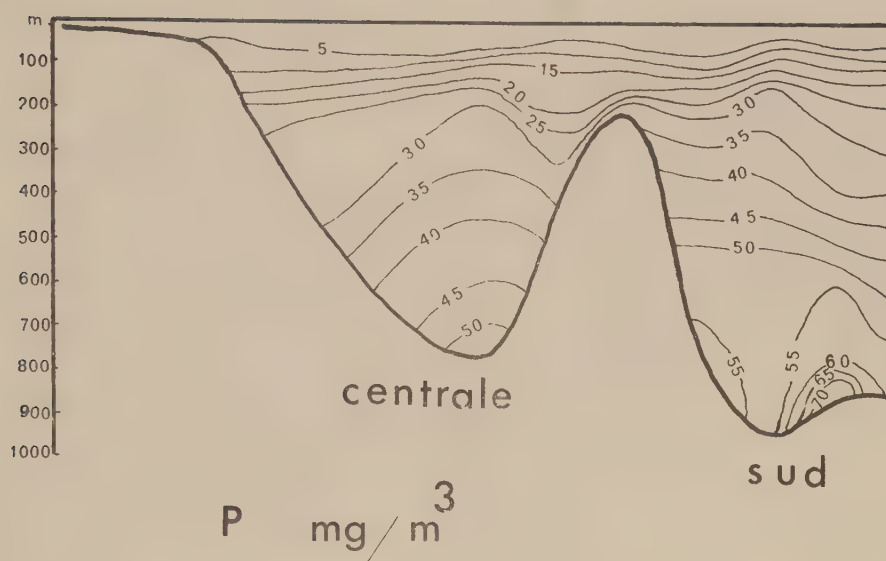
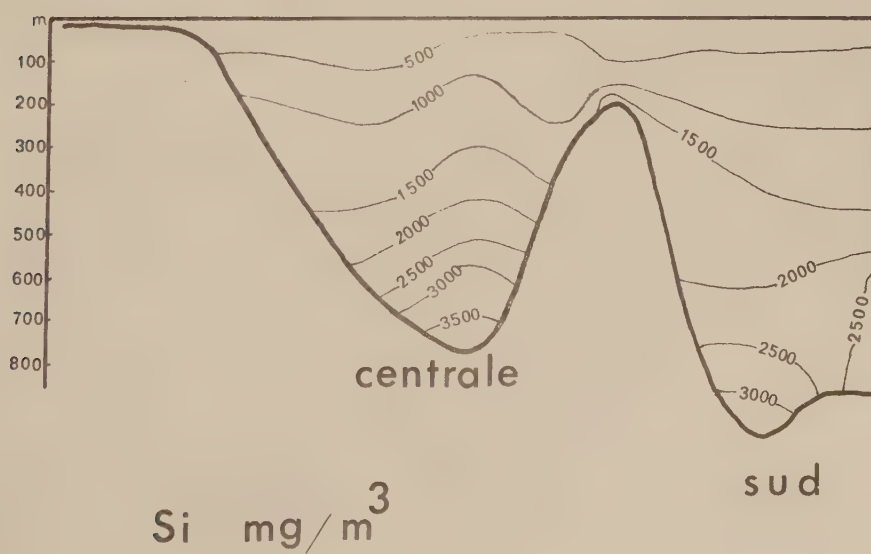
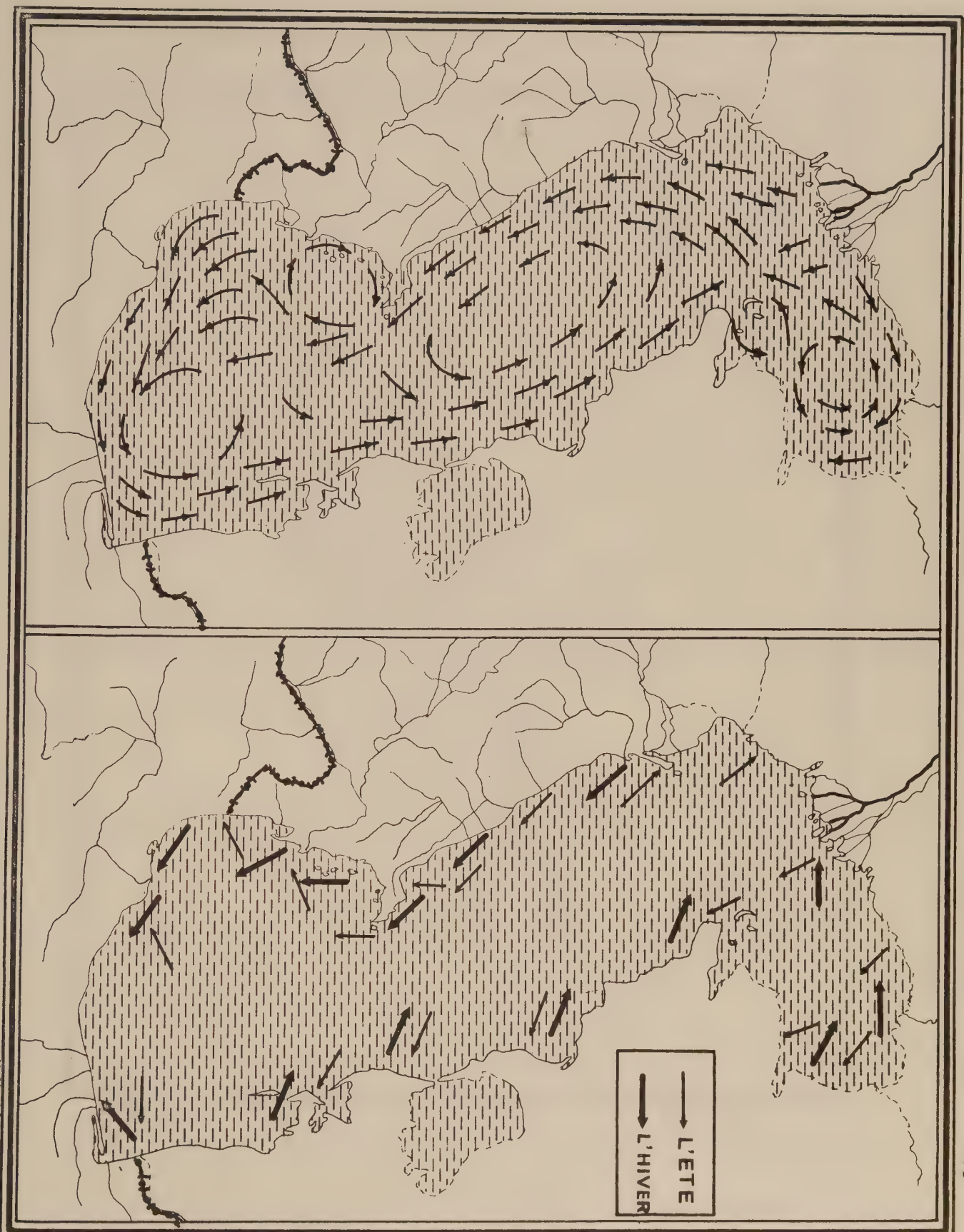


Fig. 8

D'après : BRUJEVITCH 1934 «1937»





LEONTIEV. A. I. 1965

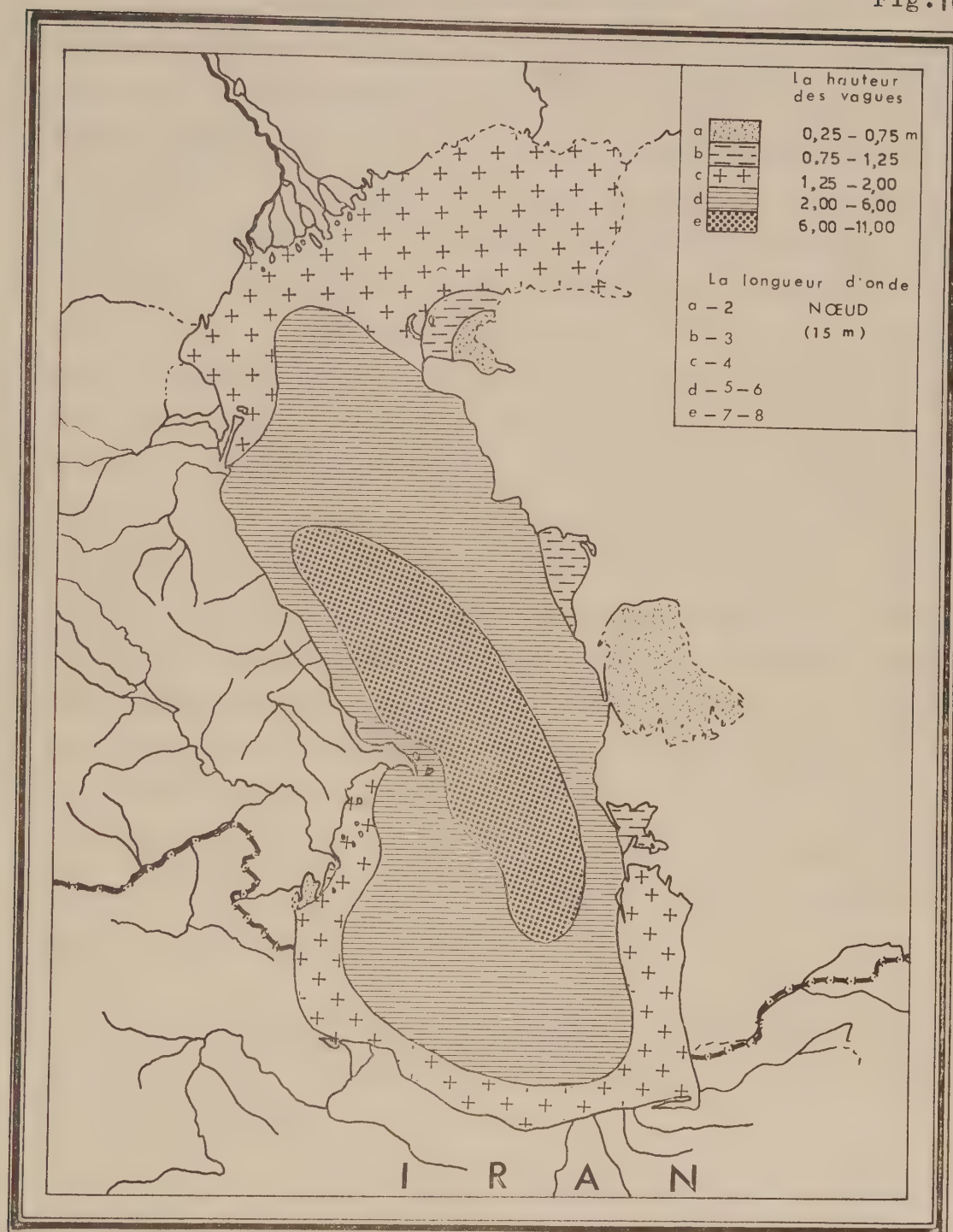
MAKAROVA. I. V. 1968

KOSSAREVA. A. I. 1969

AMIN SOBHANI

Les mouvements de la mer CASPIENNE

Fig:10



2 - 6 - Variation du niveau de la mer Caspienne

A partir de la fin de l'ère tertiaire, le bassin caspique s'est séparé du bassin pontique. Pendant les glaciations quaternaires, son niveau était de 54 m au-dessus de la mer Noire (la Volga a conduit à la Caspienne toutes les eaux de fusion des glaces de la plaine de la Russie), mais depuis ce niveau il a subi beaucoup de changements tout au long du quaternaire et ensuite a baissé progressivement jusqu'à environ - 28 m. Les changements du niveau de la mer Caspienne se produisent en fonction de la température, des précipitations, de l'évaporation et des apports des eaux fluviales. C'est pour cela qu'il varie constamment d'une année à l'autre. Pendant le 19^e siècle, il était à 25,45 m au-dessous de l'Océan (Fig. 11). La moyenne du niveau pour un siècle (1830 - 1929) était de - 25,46 m. En 1896, le maximum du niveau avait été de - 25,10 m selon l'échelle de jaugeage du Bakou (L. ZENKEVITCH, p. 541). En 1945, il était de - 27,39 m : en effet nous observons qu'entre les années 1896 et 1945 (en 50 ans), il a diminué de 229 cm. Il est très intéressant de constater qu'au cours de 17 ans (1929-1946) cet abaissement a été de 187 cm. Selon BOBROV S.N., 1961 (p. 48), ce changement dépend des situations climatiques et des apports des fleuves. A son avis, il y eut un équilibre du niveau de 1839 à 1929 (90 ans).

A partir de 1929, les apports d'eau diminuèrent ; en effet, la mer Caspienne a decru et a atteint son niveau le plus bas depuis 600 ans.

D'après BERG L., BRUJEVITCH S.P. et GELLER S. Ya, 1961 (p. 59) et BOBROV S.N., 1961 (p. 47), la cause principale de cet abaissement du niveau est l'irrigation le long des fleuves. A leur avis, à partir de 1929 au moins, 50 à 60 km³ des eaux de la Volga ont été utilisées annuellement pour l'agriculture et l'irrigation. Ce fait a posé beaucoup de problèmes aux transports mari-

times, à la pêche, et en ce qui concerne les installations portuaires et la morphologie des côtes.

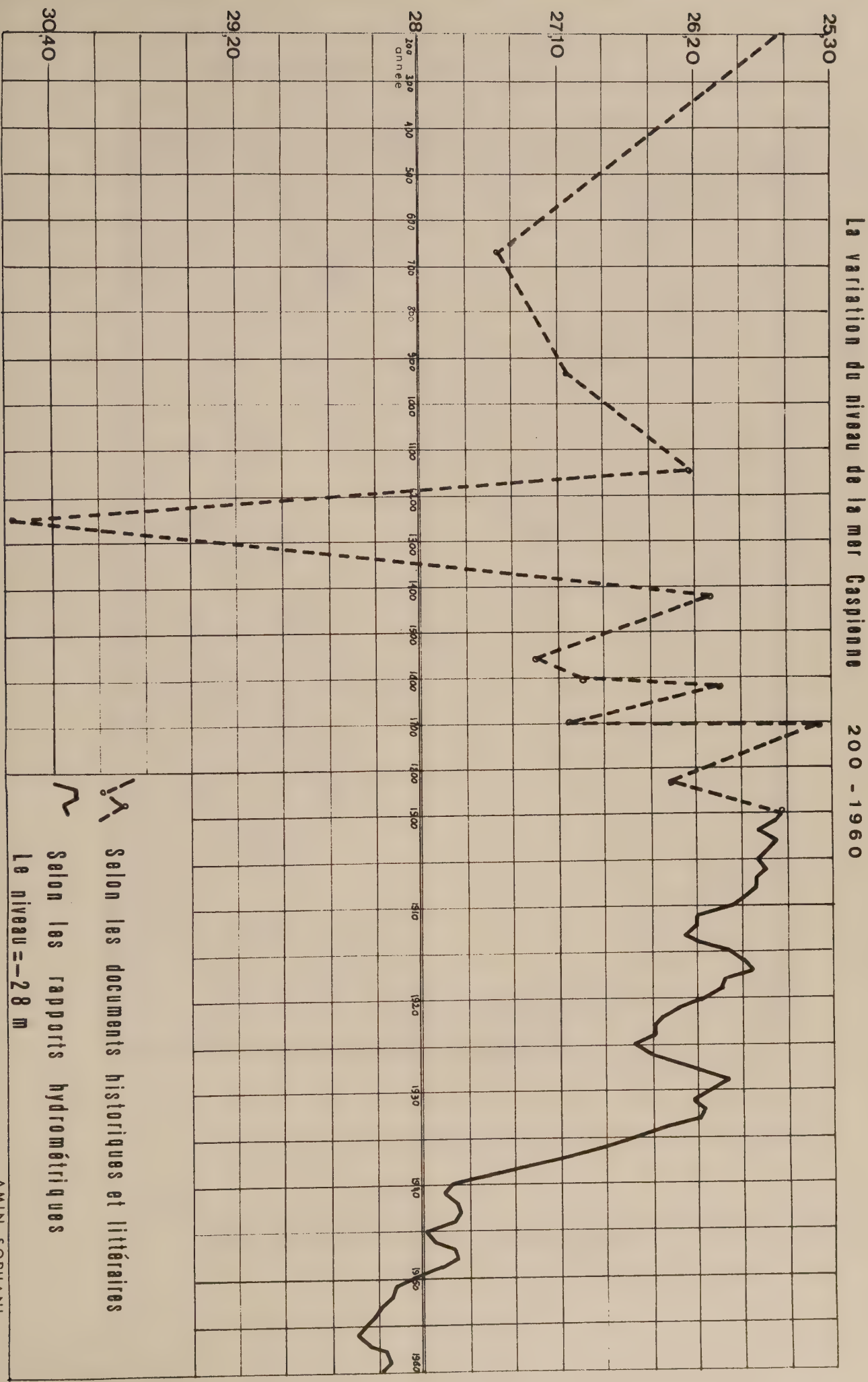
Selon GUBKIN I. et PROVOSLAVLEV P. (L. ZENKE-VITCH, p. 541 et 542), cette fluctuation dépend des mouvements de la croûte terrestre.

En 1958, SOLOVYEV V. a déclaré qu'il existe des chaînes de montagnes sous marines dans le bassin méridional, allongées du Nord au Sud. A son avis, ce sont les plissements plus récents qui peuvent faire varier le niveau de la mer.

D'après N. NIKOLAÏEV (GORCHKOV G., p. 428) les mouvements verticaux sont très forts dans le bassin méridional. (Fig. 12).

En tous cas, les fluctuations de ce niveau ne peuvent pas être indifférentes aux apports des fleuves. Comme nous l'avons dit la diminution des apports de la Volga ($50 \text{ à } 60 \text{ km}^3$) a une influence très forte sur le niveau de la mer. D'autre part, d'après GELLER S. Yu, 1961, p. 62, l'évaporation du golfe Kara Bogaz-Gol et des deux golfes orientaux de la mer représente 30 % de l'évaporation totale de la mer. En isolant le golfe Kara Bogaz-Gol (10 km^3 d'évaporation annuelle) et en déviant les fleuves Pechora et Vychegda ($35 \text{ à } 40 \text{ km}^3$) vers la mer Caspienne, le niveau de la mer resterait constant des années. Cette idée est soutenue par les savants russes comme VENDROV S. L., GANGARDT G. G., GELLER S. Y., KORENISTOV L. V., SARUKHANOV G. L., en 1961 - 1963. Selon eux, les dépôts de Na_2SO_4 du golfe Kara Bogaz-Gol ne dépendent pas des eaux superficielles du golfe ou des eaux de la mer pénétrant dans le golfe. De cette manière, après l'isolement de Kara Bogaz-Gol, les couches épaisses de Na_2SO_4 (à peu près 2 m) seront exploitables.

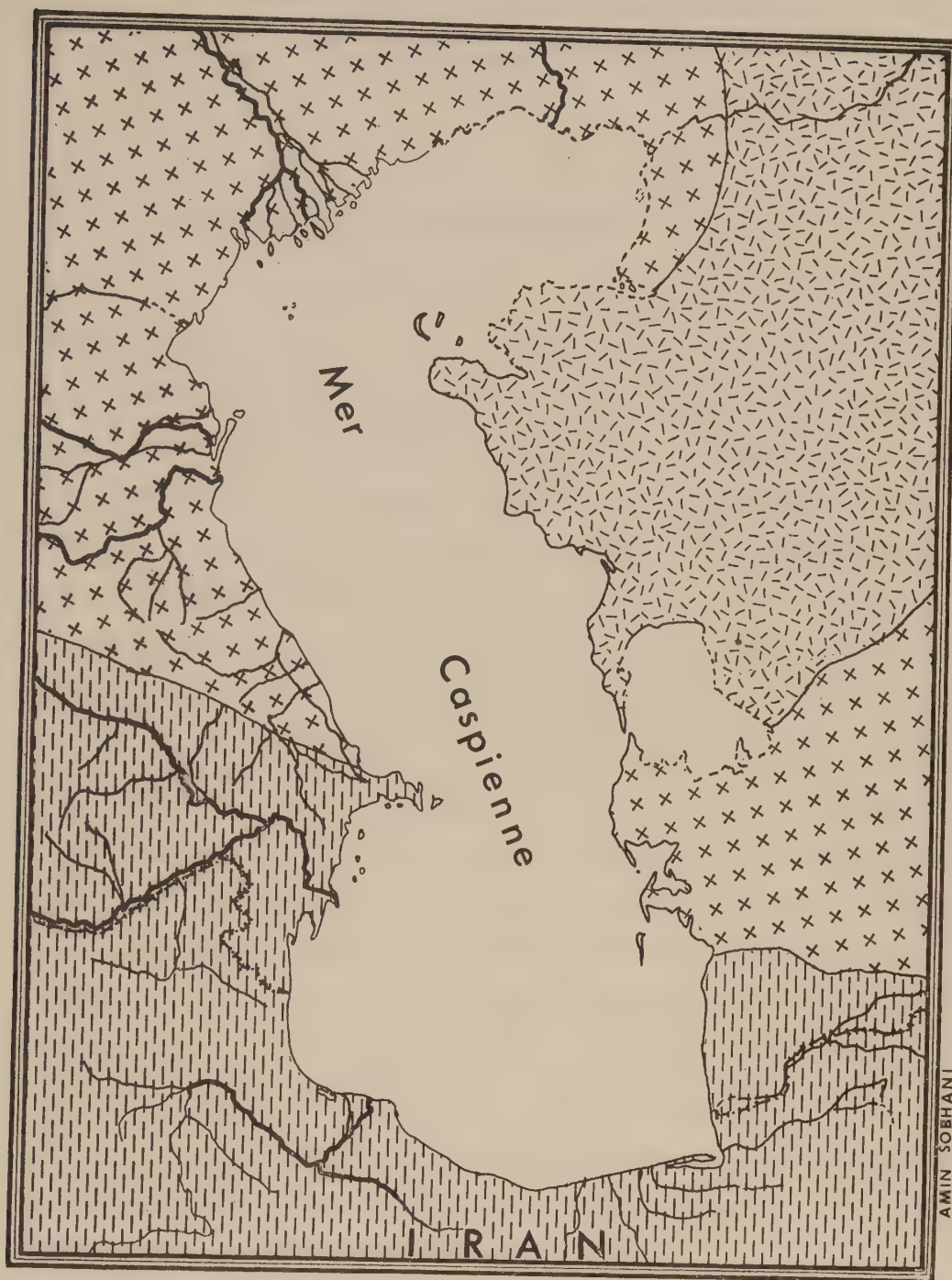
Fig : 11



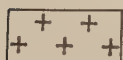
~ Selon les documents historiques et littéraires
~ Selon les rapports hydrométriques
Le niveau = -28 m

D'après N. NIKOLAIEV
 Représentation schématique des mouvements
 verticaux récents observés sur le bassin de la mer

Fig:12



Région des mouvements verticaux très faibles.



Région à prédominance d'affaissements interres ou faibles.



Région à prédominance de soulèvements géosynclinaux pour la plupart de très grands amplitudes, avec des dénivellations verticales importantes.

III) LES PLAINES DU GORGAN ET DU MAZANDERAN

3 - 1 - Les plaines du Nord de l'Elbourz

Au Nord de l'Iran, la chaîne de l'Elbourz borde les rives méridionales de la mer Caspienne, allongées d'Ouest en Est, formant un faisceau autonome, de près de 1000 km. Elle est étroite, mais très haute et surmontée d'appareils volcaniques. C'est une véritable muraille, la proximité de la mer Caspienne assurant une température douce et une humidité abondante au versant nord. Malgré une végétation dense, l'érosion est intense. Au voisinage des crêtes et des cols et en tout cas au-dessus de 2500 m, il se produit un changement brutal, de sorte qu'en quelques centaines de mètres, on passe de la forêt dense à des formations de xérophytes épineux ; ce changement peut être attribué au flux d'air sec (et relativement chaud) venant du plateau iranien qui franchit la crête pendant une partie de l'année. Ces masses d'air chaud ont contribué à l'installation d'îlots remarquables de plantes xérophiles dans certains affleurements de roches très perméables, notamment de craie. En conclusion, dans les parties très élevées (plus de 2500 m), le terrain n'est pas protégé par une verture végétale ; de plus la violence des vents, les conditions climatiques (températures et précipitations) favorisent l'altération des roches, et l'action de l'érosion est plus forte que dans les régions boisées.

La chaîne de l'Elbourz est un arc de type centre-asiatique, comprenant des plis étroitement serrés, fréquemment recoupés par des failles. Le massif domine, près de la dépression caspienne, une dénivellation qui atteint 4000 m en moins de 50 km de largeur.

A. RIVIERE (1934) a montré que la chaîne de l'Elbourz n'a pas les caractères d'un géosynclinal, elle est un anticlinarium marignal de l'Iran central.

Les chercheurs ont divisé la chaîne de l'Elbourz en trois parties : orientale, centrale et occidentale. En principe il n'y a pas de limites précises ou naturelles entre ces trois parties.

3 - 1 - 1 - L'Elbourz oriental : du Gorgan à Behchar

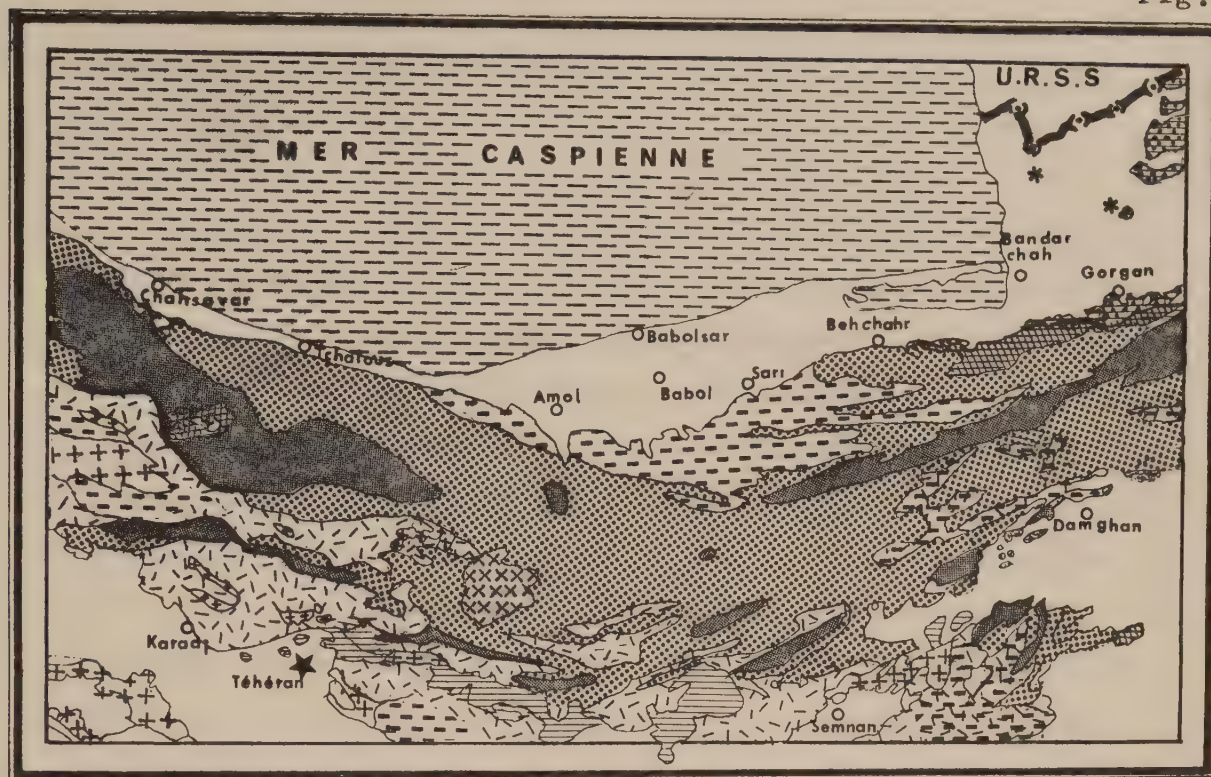
Le domaine de chloritoschistes : les schistes métamorphiques du Gorgan ont été décrits pour la première fois par E. THIETZE (1877, p. 382) et puis par A.F. STAHL (1911, p. 8). Ces schistes ayant une épaisseur de 2000 m sont consistés principalement de phyllites, sericite, chloritoschistes et quartzites avec certaines roches ophiolitiques dans la partie inférieure. Ils sont couverts en transgression par les sédiments de Paléozoïque et de Mésozoïque.

Les schistes les plus anciens de cette formation, déterminés par H. HUBER (selon J. STÖCKLIN, 1960, p. 682) contiennent des quartzites avec tentaculite.

Les plissements et le métamorphisme des schistes de Gorgan sont interprétés par STÖCKLIN (1960) comme des témoins de l'orogénèse calédonienne ; mais selon de nouvelles informations stratigraphiques relatives au Paléozoïque (Rapport n° 1 - G.S.I. 1964, p. 28), ces mouvements seraient pré-cambriens.

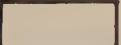
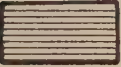
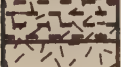
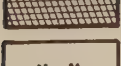
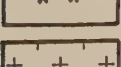
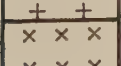
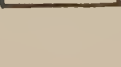
Les séquences non-métamorphiques affleurent plus au Sud, et comportent des roches infracambriennes, notamment les schistes de Gorgan (Fig. 13).

Au Nord, c'est-à-dire au long des piémonts nord de l'Elbourz, dans la région du Gorgan, des loess non perturbés re-



N.I.O.C 1:2.500.000

AMIN SOBHANI

- | | |
|---|---|
|  | Quaternaire |
|  | Loess (La région Caspienne) |
|  | Plio- Pleistocène |
|  | Miocène et Mio - Pliocène. |
|  | Eocène. |
|  | Eocène (Volcanique - tuf vert de l'Elbourz). |
|  | Mésozoïque . |
|  | Paléozoïque . |
|  | Roches métamorphiques. |
|  | Limons volcaniques. |
|  | Roches ignées extrusives. |
|  | Roches ignées intermédiaires. |

couvrent différentes formations (schistes métamorphisés, anciens quartzites rouges de Cambrien et calcaires du Jurassique ou du Crétacé).

Près de la ville Gorgan, les conglomérats du Tertiaire ou du Pléistocène se trouvent au-dessous de loess. Au pied de l'acropole d'Astarabad (Gorgan), situé hors de la ville, les loess reposent sur une base de conglomérat avec galets, calcaires ronds et des fragments angulaires de schistes de Gorgan. Sur les côtés des basses collines près de la ville, les stratifications horizontales sont marquées par des niveaux de cailloutis grossiers affleurant au long de la pente. Ces conglomérats sont peut-être à l'origine de la formation de "Hezardarreh" (mille vallées - en persan) (1), ou marquent une transition entre cette formation et la formation de "Kahrizak" (2) (Plio-pléistocène). Cette dernière constitue probablement la majeure partie de piémonts de Gorgan où diminuent les pendages subhorizontaux (E.H. RIEBEN, 1966, p. 15 - 17).

Selon STÖCKLIN (1971, p. 18) dans la région du Gorgan les sédiments très épais du Tertiaire se sont déposés en eau douce. Ils comprennent des argiles, des grès et des conglomérats du Pliocène (la formation de Tchelken) et du Pliocène supérieur (les formations Aktchagyl et Apchéron). Mais les sédiments du Quaternaire appartiennent aux formations de Bakou, anciens dépôts de la Caspienne et sédiments récents de la Caspienne. Tous ces sédiments ont émergé avec l'abaissement du niveau de la mer.

(1) Au Nord-Est de Téhéran, plus de 1200 m d'épaisseur, appartient au Mio-pliocène et Plio-pléistocène.

(2) Au Sud de Téhéran (région de Veramine), plus de 70 m d'épaisseur, appartient au Quaternaire (période glaciaire).

Du Behchahr à Bandar Gaz, il n'existe que des petits cours d'eau aux bassins versants très limités. La plaine est étroite bordée de côtes marécageuses, et sans aucun cordon littoral. L'épaisseur des dépôts sédimentaires atteint plusieurs centaines de mètres. En raison de la proportion importante des éléments fins le terrain est imperméable et solide. Les puits superficiels sont moins abondants, leurs eaux sont toujours salées ; les puits profonds, surtout les puits artésiens sont fréquents. Les eaux souterraines profondes (inférieures à 100 m) ne sont pas salées (eau douce). Le terrain est cultivé sauf dans la partie nord près de la lagune de Gorgan (zones marécageuses) ; le coton et le tabac y prospèrent particulièrement.

3 - 2 - La plaine du Gorgan

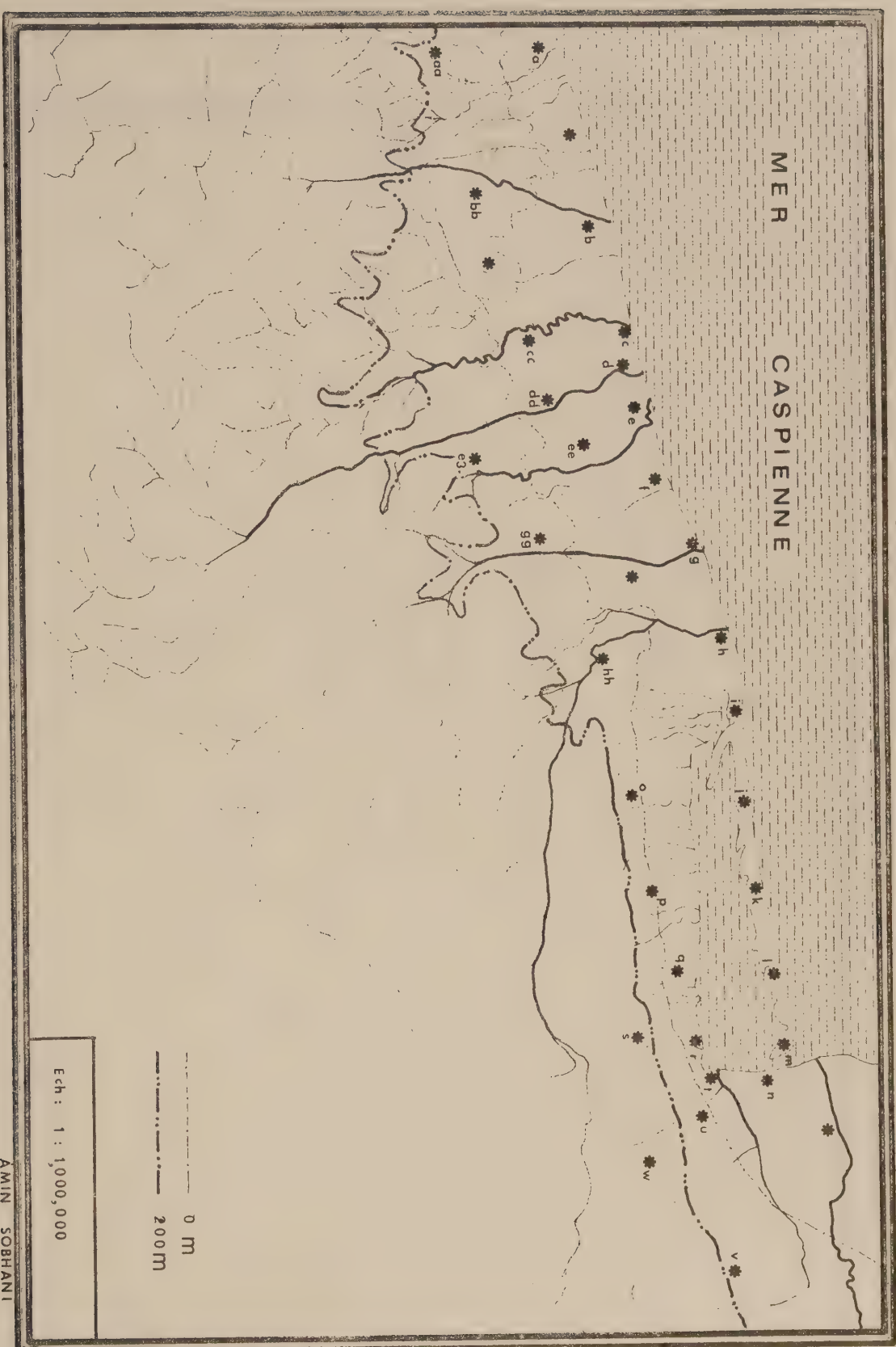
La vaste plaine du Gorgan qui s'élargit vers la mer Caspienne, entre le Kopet Dagh (au Nord-Est) et l'extrémité de l'Elbourz (au Sud), est une steppe alluviale. Les cours d'eau se sont enfoncés de quelques mètres, à la suite de l'abaissement du niveau de la Caspienne.

Au Nord, la plaine est relativement privée d'eau (sauf les eaux souterraines), mais au Sud, le long des pentes, que recouvrent jusqu'à Gorgan les arrière-gardes des forêts caspiennes, surtout dans le bassin du Kara Sou (l'eau noire - en turc), les cultures sont irriguées par les cours d'eau. Les puits artésiens aux profondeurs de plus de 120 m et les puits les plus profonds (jusqu'à 300 m) sont abondants dans la plaine de Gorgan.

La région possède un climat qui bénéficie encore de la présence de la mer Caspienne, mais cette influence diminue très rapidement dès que l'on s'éloigne vers l'Est. La plaine de Gonbad-é-Gabous (au Nord-Est du Gorgan) n'est plus qu'une steppe à cinquante kilomètres de la mer ; au Sud la plaine et le piémont sont

Localisation des prélèvements - Mazandaran ; Gorgan

Fig : 14



Amin Sobhani



Fig : 16

Teneur en carbonate de calcium % - Mazandaran ; Gorgan



Ech : 1:1,000,000

plus arrosés. La région voisine de la montagne déjà située dans le ''glacis pluvieux'', reçoit beaucoup d'humidité et de pluie.

A Gorgan la moyenne annuelle de la précipitation atteint 560 mm. La zone du coton ne s'étend guère vers l'Est, au-delà du méridien de Gorgan, et se limite exclusivement au piémont.

Du point de vue de la pédologie, la plaine est couverte par les sols de steppe, solonetz et solontchak.

A cause des conditions climatiques et pédologiques les principales plantes cultivées sont le coton, le tabac, le riz et les céréales.

Le rôle des rivières du Gorgan et du Kara Sou est très important dans la géomorphologie de la plaine.

Le Gorgan descend du mont Ala-Dagh près de Bodj-nourd au Nord de Khorassan, coule de l'Est à l'Ouest et débouche près du village de Khadjeh-Nafas, dans la mer Caspienne. Sa longueur est de 300 km, sa largeur dépasse 30 m. Depuis la construction d'un barrage, il joue un rôle important dans l'irrigation de la plaine.

Le Kara Sou prend sa source dans les montagnes Sud-Est du Gorgan et se jette dans la lagune du Gorgan. Sa longueur est 80 km. Il n'a pas un débit remarquable pendant l'été mais ses apports solides sont considérables pendant les crues. Une grande partie du Sud de la plaine est couverte par les dépôts argileux du Kara Sou. Son embouchure est très vaseuse et est le centre principal de la ponte des poissons comme le *Rutilus rutilus caspius*.

Cette région est salifère particulièrement dans les

couches supérieures ; le pourcentage de carbonate y est faible et ne dépasse pas de 14 %. Dans les schistes de piémont il n'existe plus de calcaire mais du Sud au Nord la teneur augmente progressivement. Nous avons déjà indiqué que les calcaires ont une origine marine sauf à l'Ouest, à Behchahr ; ce sont les calcaires fossilifères (perisphinctes - oxfordien) du Jurassique qui dominent , et donnent de hautes falaises fossilifères comme celles du Gordji Mahalleh.

Le pH du milieu est basique (7,5 à 9) même en absence du calcaire. Il semble que les chlorures et les sulfates (de Ca^{++} et de Na^{+}) sont les tampons basiques du milieu, en l'absence de calcaire.

3 - 2 - 1 - La granulométrie

L'étude granulométrique des sédiments montre qu'il n'y a pas beaucoup de différences entre les échantillons. En principe il y existe deux zones : la zone du Gorgan à Bandar Chah et la zone du Bandar Gaz à Behchahr.

3 - 2 - 1 - 1 - Du Gorgan à Bandar Chah

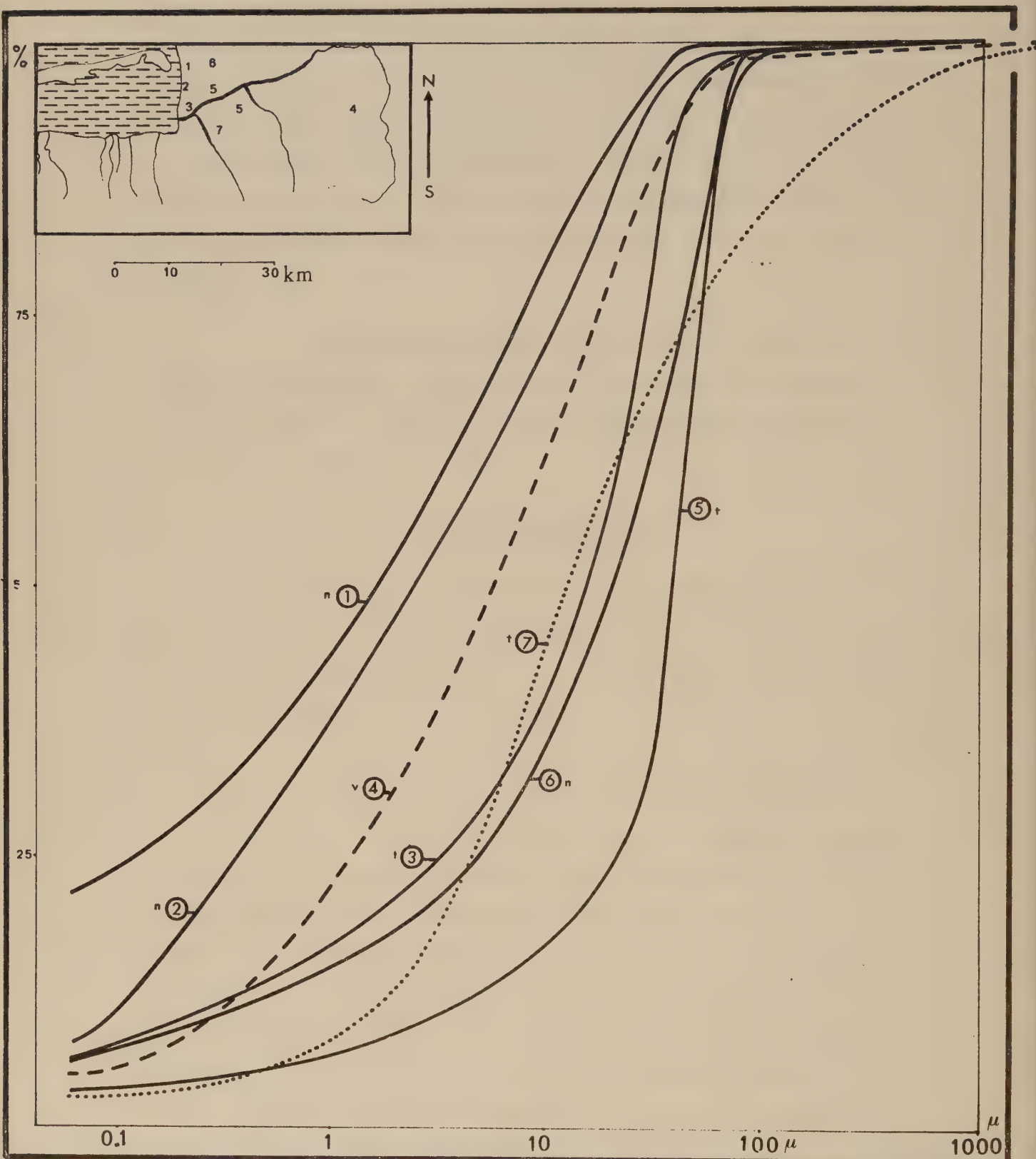
Cette partie est située à l'Est de la lagune du Gorgan et de la mer Caspienne. Elle est construite par les alluvions du Kara Sou et les anciennes vases de la mer. Les sédiments argileux fins sont très salés sauf dans le lit de Kara Sou. Les alluvions du Kara Sou ayant des médianes inférieures à 40 microns, contiennent les sables grossiers (2000 microns) particulièrement les pellicules du mica blanc. Dans les points 1, 2 et 4 (Fig. 17) les éléments inférieurs à 10 microns ont un faciès légèrement parabolique-logarithmique.

Les points 3, 5 et 6 ayant un faciès parabolique pour une grande partie de la courbe bilogarithmique, mon-

BANDAR CHAH , KARA SOU , GORGAN

(Les courbes granulométriques)

Fig : 17

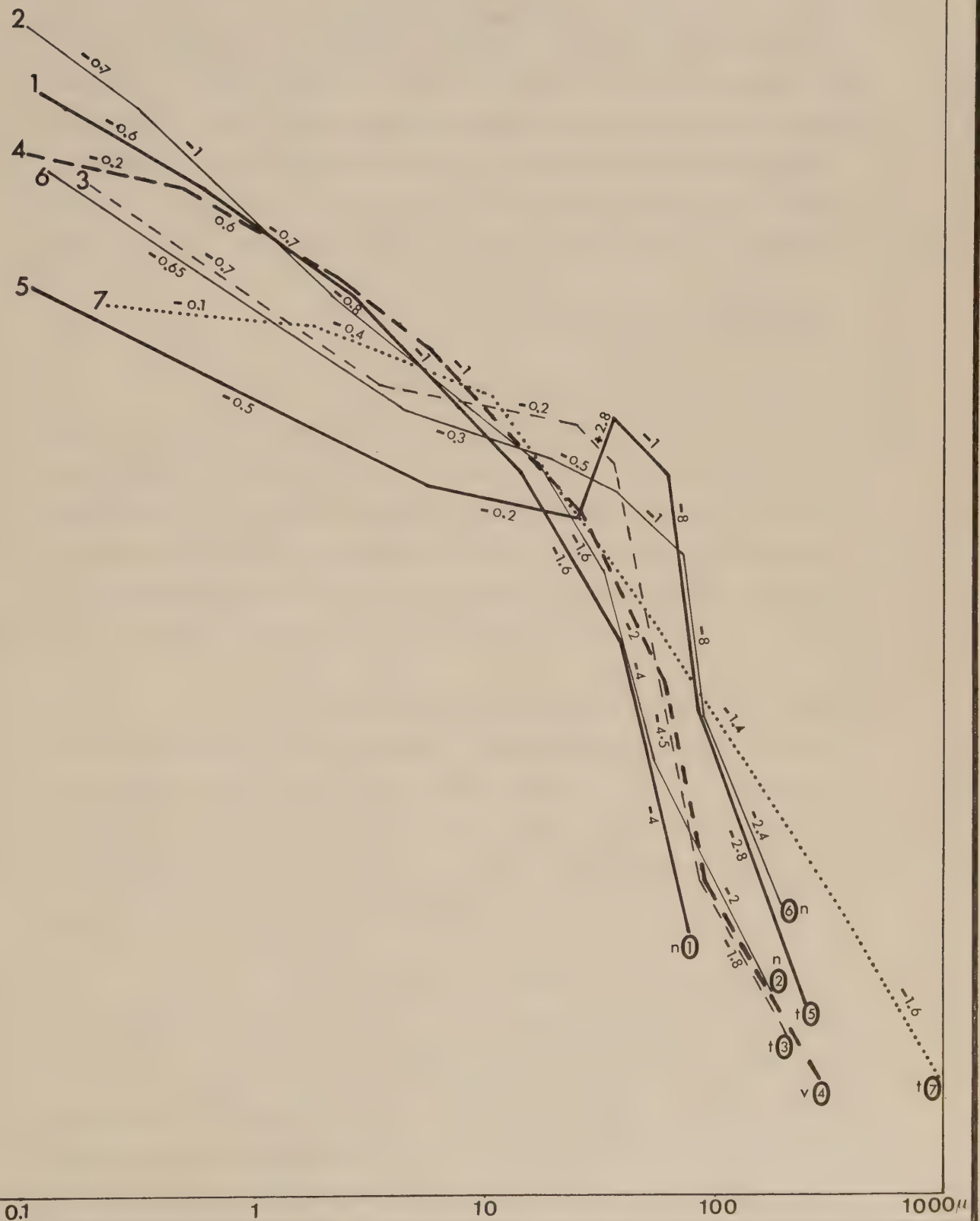


AMIN SOBHANI

Courbes semi - logarithmiques .

COURBES DE FREQUENCE BILOGARITHMIQUES .

Fig :18



trent que les sédiments appartiennent aux dépôts fluviatiles du Kara Sou.

Le point 7 représente les alluvions de Kord Kouy. Les fractions fines sont très peu évoluées. Il faut ajouter que les sols superficiels (1 m de profondeur) ont été remaniés ces dernières années et nous étions obligés de choisir les échantillons à au moins 150 cm de profondeur ; certains d'entre eux proviennent des puits. Mais en tous cas il n'existe pas beaucoup de différence entre les couches superficielles jusqu'à 10 m de profondeur.

3 - 2 - 1 - 2 - Du Bandar Gaz à Behchahr

Les éléments fins (< 40 microns) représentent environ 80 % de sédiments. La médiane atteint 10 microns, sauf auprès de l'embouchure de Kara Sou (r. 4), où elle atteint 40 microns, là le pourcentage des éléments fins ne dépasse pas 50 % (Fig. 19). Les fractions grossières contiennent des petits fragments de schistes, des micas et des quartz, surtout des quartz laiteux (voir la morphoscopie des grains).

La majeure partie de particules fines ont un faciès parabolique-logarithmique. Les sédiments au faciès parabolique appartiennent aux dépôts du Kara Sou (n° 4 et 7) ; tandis que les matières grossières montrent un faciès hyperbolique. Le n° 1 est relativement évolué et son caractère hyperbolique montre qu'il s'agit d'un dépôt de décantation lagunaire.

En général ces dépôts ont des courbes granulométriques très voisines ; le mode de transport des matières solides et le milieu de sédimentation varient peu. C'est une région exceptionnelle parmi les côtes méridionales de la mer Caspienne, parce que sur une distance d'environ 80 km, soit dans les sables de la presqu'île de Mian Kaleh, soit dans les boues de la lagune du Gor-

gan, soit dans les alluvions du Gorgan à Béhchahr, les sédiments subissent une même évolution granulométrique.

Nous avons observé aussi que dans la plupart des échantillons, les éléments fins ayant un faciès parabolique (les fractions peu évoluées) sont accompagnés d'éléments grossiers ou faciès hyperbolique (peu à peu abandonnés au cours du transport). En fait l'immobilisation dans un milieu lagunaire des apports fluviaux a dû être très rapide et ils ont dans leur ensemble contesté le caractère "parabolique", le faciès logarithmique n'étant atteint qu'exceptionnellement, et le faciès hyperbolique plus rarement encore en ce qui concerne la fraction fine ce qui semble exclure des nappes d'eau étendues.

3 - 2 - 2 - La morphoscopie des grains

Dans les sables côtiers du Bandar Gaz, les chloritoschistes et les pellicules de chlorite se présentent comme des éléments prédominants (55 à 70 %). Dans les vases de la côte à cause de l'action de l'altération des chloritoschistes, le pourcentage de quartz est élevé (jusqu'à 40 %) ; tandis que dans les sédiments de la lagune et des sols des couches inférieures il est assez faible. Nous avons déjà dit qu'il n'existe pas de dunes ou de cordons sableux sur la côte sud de la lagune. Tous les quartz ayant une taille assez élevée proviennent de l'altération des chloritoschistes. Ils sont anguleux, peu érodés ; la majeure partie est formée de grains de quartz laiteux (non usé 16 à 20 % - émoussé 4 à 7 %). Les feldspaths sont moins abondants (4 à 6 %). Il faut signaler que le pourcentage des quartz est beaucoup plus élevé dans les fractions inférieures à 500 microns.

A Bandar Chah, la teneur en grains anguleux non usés est considérable et d'autre part la muscovite est en augmentation très importante (tableau 5).

Traitements par :

- 1 - MgCl_2 (N) + Glycérine .
- 2 - Cuisson à 530°C .
- 3 - HCl (2N) .
- 4 - Brut (2 micron) .

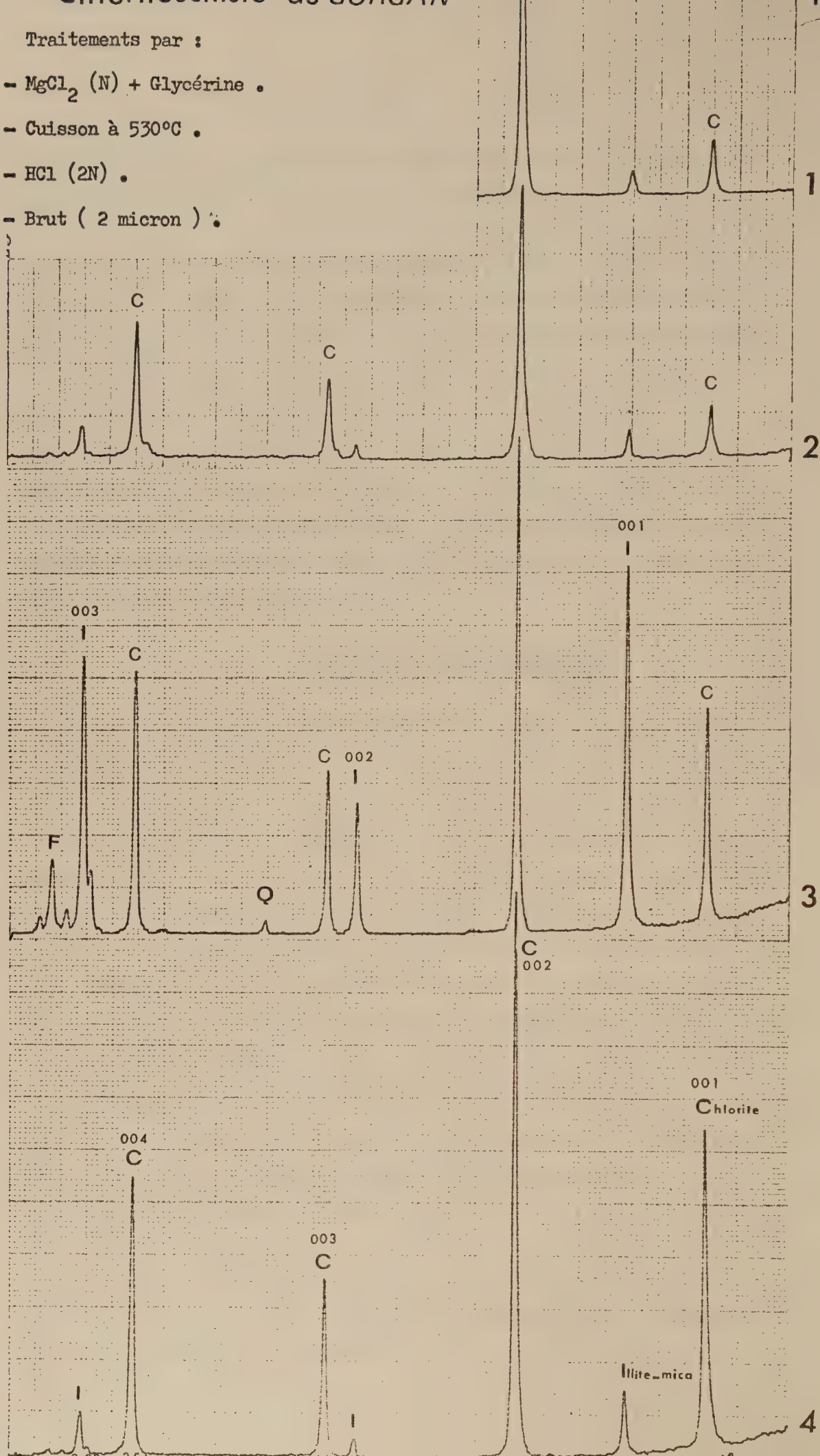


Tableau n° 5

Point	Quartz			Felds : paths :	Micas	Chlori : toschis :	Gypse
	E. L.	R. M.	N. U.				
		13	24	6	17	7	8
Bandar Chah	10	à	à	à	à	à	à
		18	30	8	22	11	13

Les quartz laiteux et jaunâtres (ferrugineux) sont moins usés et en même temps abondants.

3 - 2 - 3 - Les minéraux argileux

Nous avons indiqué plus haut que l'origine de certains minéraux argileux de cette région se trouve dans les roches métamorphiques (chloritoschistes) du Gorgan, et nous avons étudié les caractères généraux de ces schistes au commencement de ce chapitre. Nous allons expliquer maintenant d'abord les minéraux phylliteux des schistes, puis les minéraux argileux des sédiments du Quaternaire.

3 - 2 - 3 - 1 - Les chloritoschistes

La kaolinite et les smectites n'existent plus dans les schistes. Les micas sont assez fréquents (15 %), les chlorites sont dominantes (environ 85 %) (Fig. 21).

Il s'est avéré longtemps que les schistes paléozoïques avaient la chlorite et l'illite comme phyllosilicates essentiels (GRIM, 1951 ; GRIM, BRADLEY et WHITE, 1957). La raie (002) de la chlorite est très forte, d'autre part la relation d'intensité entre les pics (002), (001) et (004) étant 10 - 6 - 5 montre que le minéral est une bavalite (chlorite ferrifère).

L'influence de HCl (10 %) bouillant pendant une journée, n'est pas suffisante pour détruire cette chlorite. Après l'attaque, le pic de (002) est encore fort, mais en général, le

pourcentage du minéral est réduit, tandis que celui du mica (non altéré) est considérablement augmenté.

La cuisson à 530°C provoque une forte diminution des pics de (002), (003) et (004) de la chlorite, par contre, l'intensité de (001) augmente. Ce phénomène confirme la présence de chlorite ferrifère dans le sédiment (CAILLERE S. et HENIN S., 1963, p. 240). En outre nous avons observé que le chauffage à 490°C pendant deux heures aboutit à une réduction générale dans tous les pics, mais l'intensité du pic (002) demeure très forte.

3 - 2 - 3 - 2 - Les minéraux argileux du Gorgan à Behchahr

Les minéraux argileux du Gorgan à Behchahr et aussi ceux de la lagune du Gorgan ont des caractères semblables. Dans ce bassin salifère, la chlorite ferrifère est accompagnée non seulement de l'illite et du mica, mais de minéraux à 14 Å°, où se trouvent des chlorites gonflantes, des smectites et, en traces, un interstratifié : la chlorite-montmorillonite, ainsi que de la kaolinite. La kaolinite et la smectite sont néoformées de sorte que leurs quantités augmentent graduellement du Sud au Nord.

- La chlorite et le problème de chauffage.

Les chlorites rencontrées dans cette région se montrent instables après chauffage, surtout à la cuisson à 530°C. Cette instabilité se manifeste dans la morphologie des pics (001) à 14 Å° et (003) à 4,7 Å°.

A - Les raies 00n diminuent d'intensité et parfois disparaissent parfaitement, mais le minéral ne gonfle pas à la glycérine (Fig. 22, q - 2 et Fig. 23, r - 1).

B - Les raies (00n) diminuent d'intensité, le minéral gonfle sous

Traitements par :

- 1 - LiCl(2N) + Cuisson à 300°C + Glycérine
- 2 - MgCl₂ (N) + Glycérine .
- 3 - Glycérine .
- 4 - KCl (N) .
- 5 - Brut (2 microns) .
- 6 - HCl (2N) .
- 7 - Cuisson à 530° C .

~~~~~  
~~~~~

B = Beidellite .

C = Chlorite .

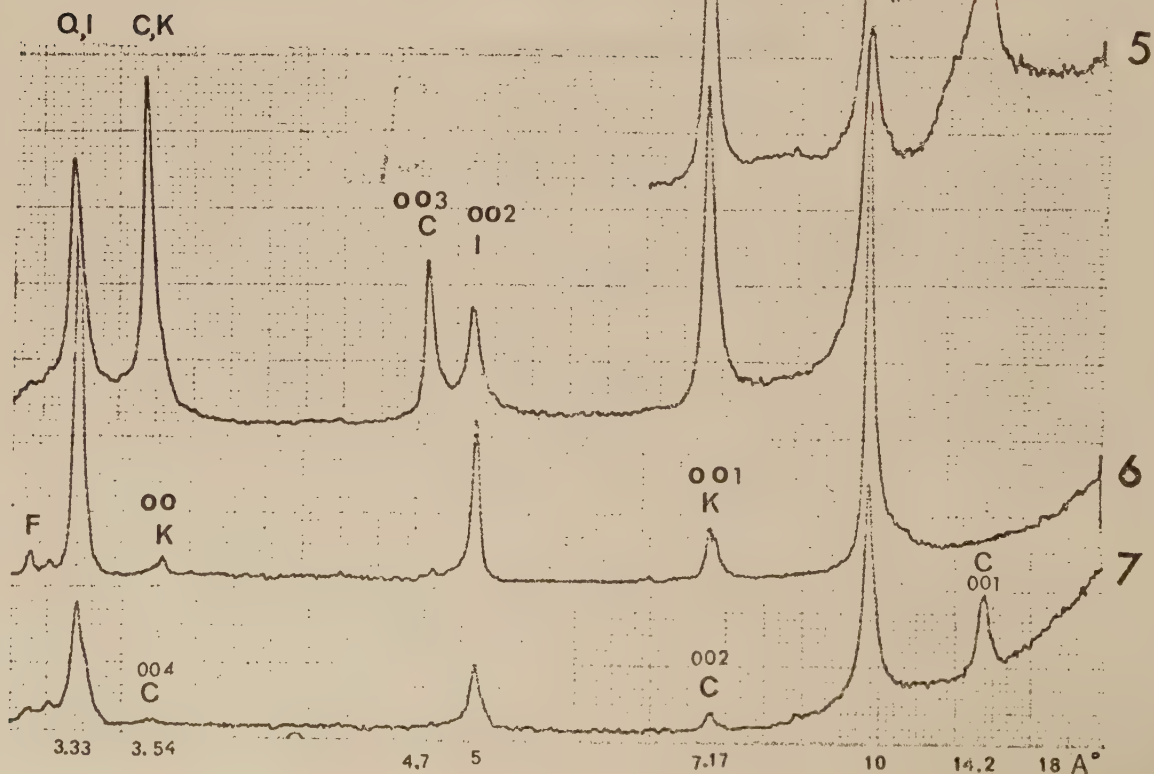
I = Illite - Mica .

K = Kaolinite .

Q = Quartz .

F = Feldspath .

S = Smectite .



r - 1 Bandar Gaz

Traitements par :

- 1 - $\text{LiCl}(2\text{N})$ + Cuisson à 300°C + Glycérine
- 2 - Glycérine .
- 3 - MgCl_2 (N) + Glycérine .
- 4 - NH_4Cl (N) .
- 5 - HCl (2N) .
- 6 - Cuisson à 530°C .
- 7 - Brut (2 microns) .

~~~~~  
S - Smectite .

B = Beidellite .

C = Chlorite .

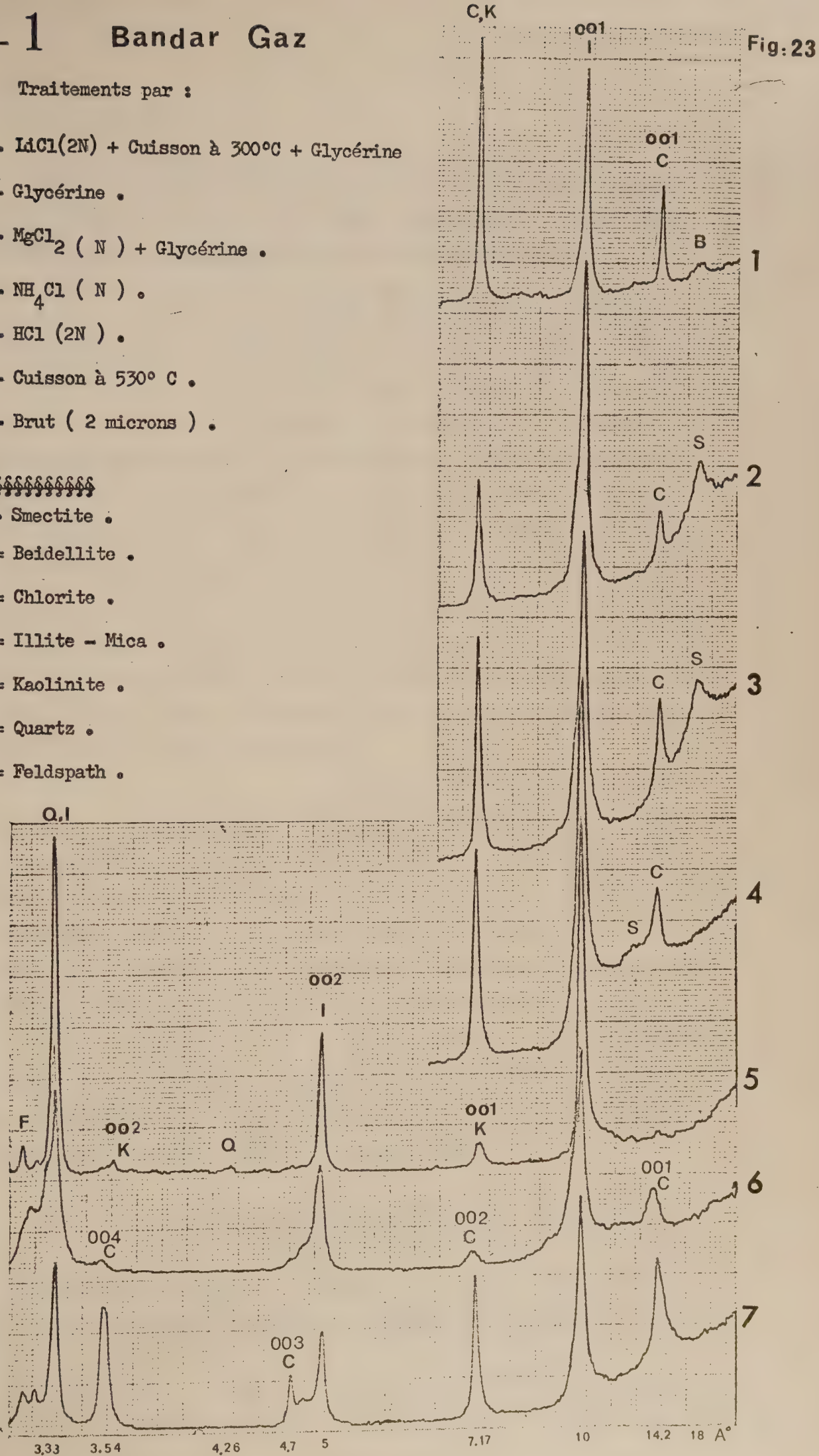
I = Illite - Mica .

K = Kaolinite .

Q = Quartz .

F = Feldspath .

PHILIPS : PR 4010/00 Anticathode de Co .







l'action de la glycérine (Fig. 24, n - 2) et une raie apparaît vers 12 Å° (Fig. 25, s - 5) ; ce qui semble indiquer la présence d'interstratifiés chlorite-montmorillonite (002 égal à 12 Å°).

Cette observation sur l'évolution des chlorites montre l'importance des conditions climatiques. Dans les chloritoschistes du piedmont (les roches mères), la chlorite est intacte et sa stabilité au chauffage va croissant avec le degré de cristallisation diagenétique et métamorphique. Elle résiste à la cuisson à 530°C sans dégradation (Fig. 26, diagramme 1). Dans les chlorites ferrifères, le pic (001) augmente considérablement. Dans les sols superficiels de la plaine, résultant de l'altération mécanique et chimique des roches, la chlorite devient moins résistante et s'associe parfois à d'autres minéraux (montmorillonite) pour donner des interstratifiés. Les pics de chlorites diminuent après chauffage, et le pic (002) des minéraux interstratifiés se déplace vers 12Å° (Fig. 26, diagramme n° 2).

Au Nord, surtout dans la lagune du Gorgan, le milieu lagunaire et l'action du lessivage ont provoqué une altération très intense des minéraux argileux particulièrement des chlorites et les minéraux interstratifiés. En effet dans la plaine d'une part ces argiles ont subi une réduction quantitative et d'autre part elles ont perdu leur stabilité vis à vis de la chaleur, les pics (003) et (004) sont disparus (Fig. 26, diagramme n° 3).

Au Nord, à Bandar Chah ou à Khadjeh Nafas, le milieu salifère aggrave l'altération chimique, la chlorite devient très fragile au chauffage et les raies de (001) et (003) disparaissent totalement (Fig. 26, diagramme n° 4).

#### - La chlorite et l'influence de la glycérine

Dans les schistes du piémont et même dans les sédiments du Gorgan à Behchahr les écarts réticulaires des chlorites ne sont pas modifiés par l'action de la glycérine, sauf

dans les sols superficiels et remaniés. Mais dans les argiles de Bandar Chah (n - 2) et de la lagune du Gorgan (n° 8, Fig. 27), les chlorites sont devenues gonflantes sous l'action de la glycérine, l'écart réticulaire caractéristique devient égal à 18 Å°. En outre le pic de (001) à 14 Å° disparaît à la cuisson (mais persistant en présence de KCl - Fig. 22, 23 et 24).

#### - Les smectites

L'absence des smectites dans les roches métamorphisées est la règle que confirment les observations faites sur les roches et sédiments du piémont du Gorgan. Leur présence dans les sédiments quaternaires peut s'expliquer, soit par des conditions géochimiques locales de néoformation (ions en solution dans la mer ou dans la lagune), soit par les altérations des micas et des feldspaths (Y. TARDY, H. PAQUET et G. MILLOT, 1970, p. 69-77).

Nous avons déjà signalé que le pourcentage de la chlorite diminue considérablement du Sud au Nord, par contre celui de l'illite et du mica augmente. Nous avons aussi observé qu'au fur et à mesure de la réduction des dimensions des particules des chloritoschistes, l'altération de chlorites s'accroît et le pourcentage relatif du mica augmente. La transformation des chlorites (la destruction) en illite et mica est réalisée sur tous mes échantillons par l'attaque à l'acide chlorhydrique (voir les diagrammes de R. X. traités par HCl - 2N).

Je pense qu'une partie des micas ou de la chlorite dégradée dans la plaine se transforment en smectite. Ces mécanismes de transformations ont été décrits par DROSTE et coll. (1962), J. LUCAS (1962), G. MILLOT (1964), Y. TARDY, H. PAQUET, G. MILLOT (1966) et G. DUNOYER de SEGONZAC (1969).

Selon G. MILLOT (1964, p. 362) la succession des phases de l'altération dans les sols est la suivante :



Traitements par :

1 -  $\text{LiCl}(2\text{N})$  + Cuisson à  $300^\circ\text{C}$  + Glycérine

2 -  $\text{NH}_4\text{Cl}(\text{N})$  .

3 - Glycérine .

4 -  $\text{MgCl}_2(\text{N})$  + Glycérine .

5 - Cuisson à  $530^\circ\text{C}$  .

6 - Brut ( 2 microns ) .

7 -  $\text{HCl}(2\text{N})$  .

~~~~~  
~~~~~

M = Montmorillonite .

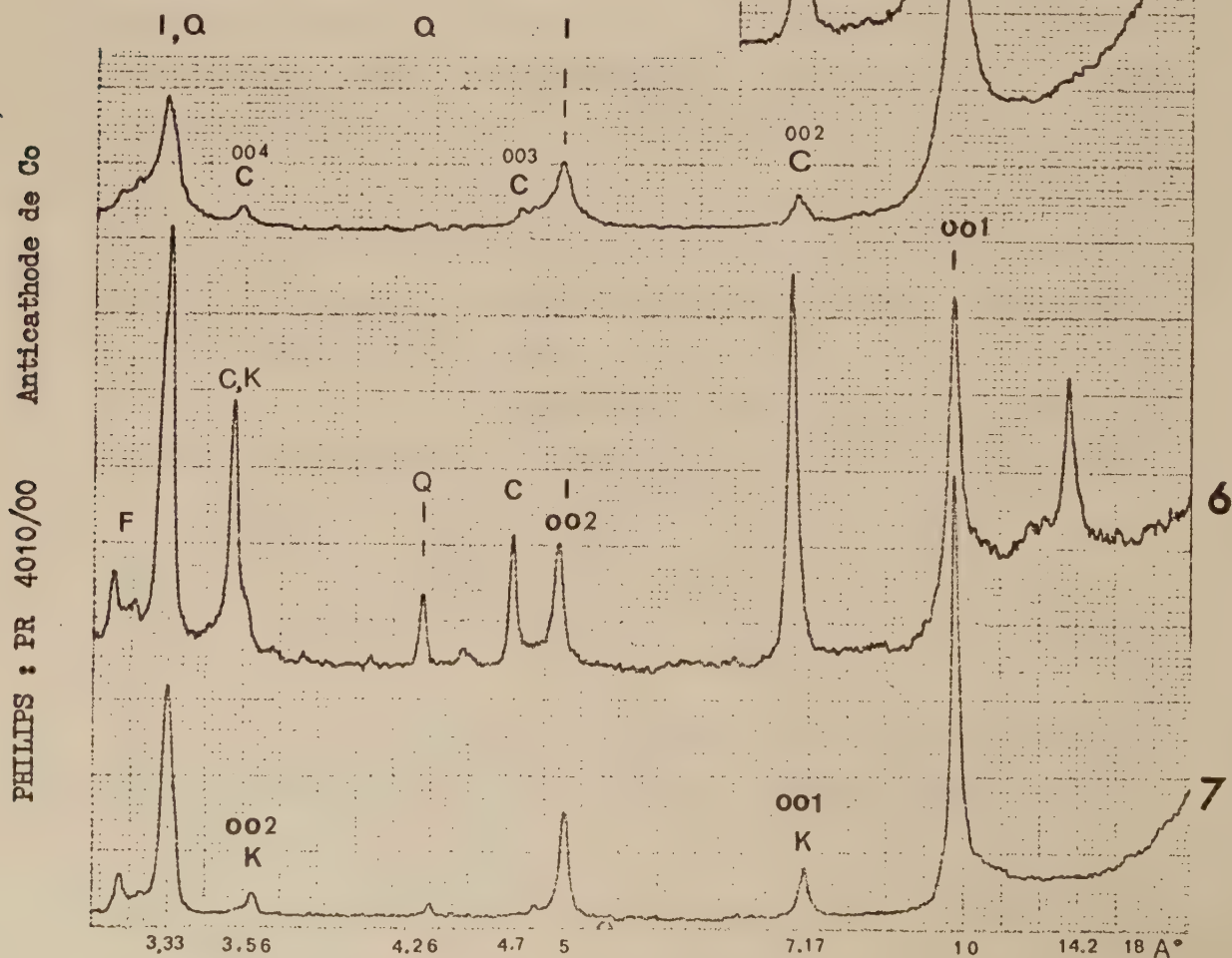
C = Chlorite .

I = Illite - Mica .

K = Kaolinite .

Q = Quartz .

F = Feldspath .



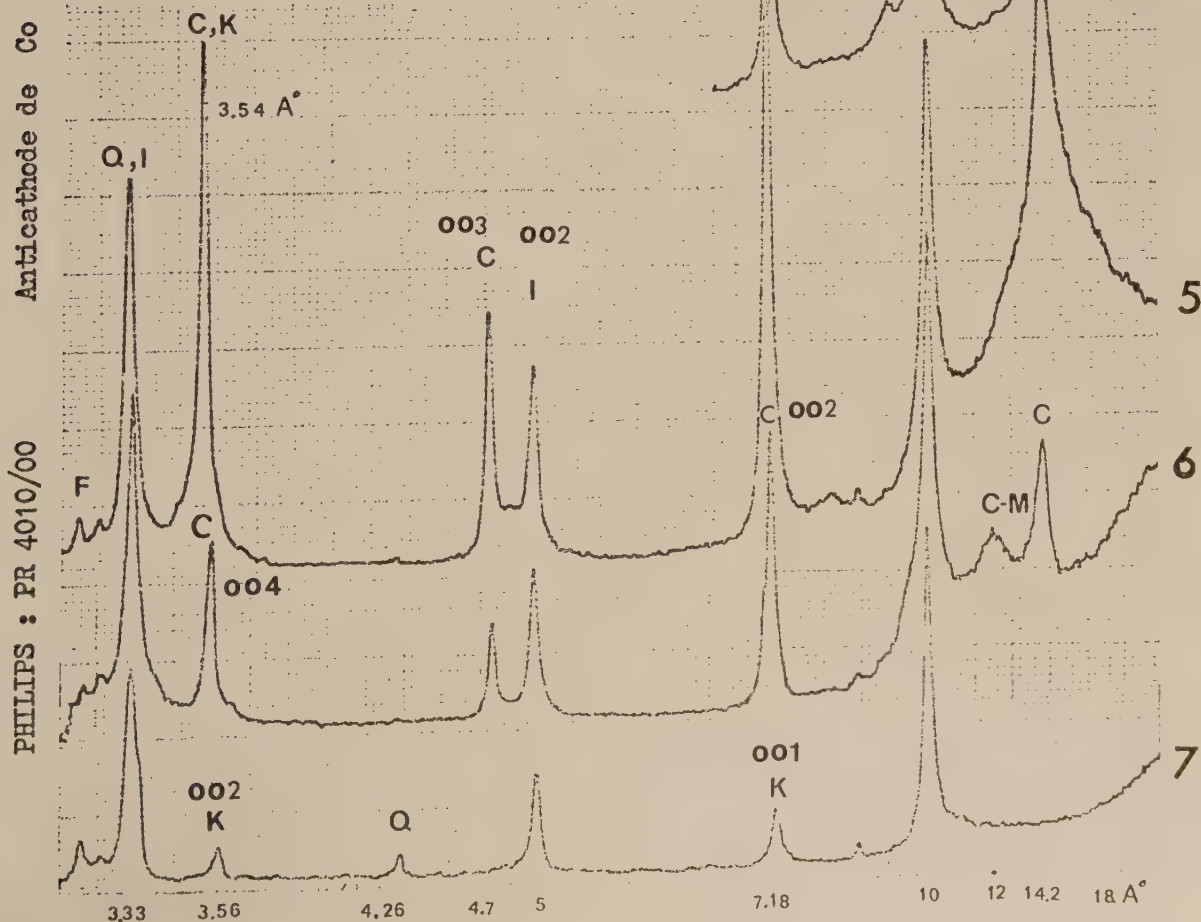


Traitements par :

- 1 - LiCl(2N) + Cuisson à 300°C + Glycérine
- 2 - KCl ( N ) .
- 3 - MgCl<sub>2</sub> ( N ) + Glycérine .
- 4 - Glycérine .
- 5 - Brut ( 2 microns ) .
- 6 - Cuisson à 530° C .
- 7 - HCl (2N) .

8888888888  
9999999999

B = Beidellite .  
C = Chlorite .  
I = Illite - Mica .  
K = Kaolinite .  
Q = Quartz .  
F = Feldspath .  
S = Smectite .





DES CHLORITES DE GORGAN

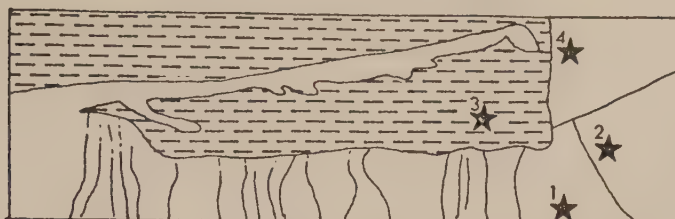


Fig : 26

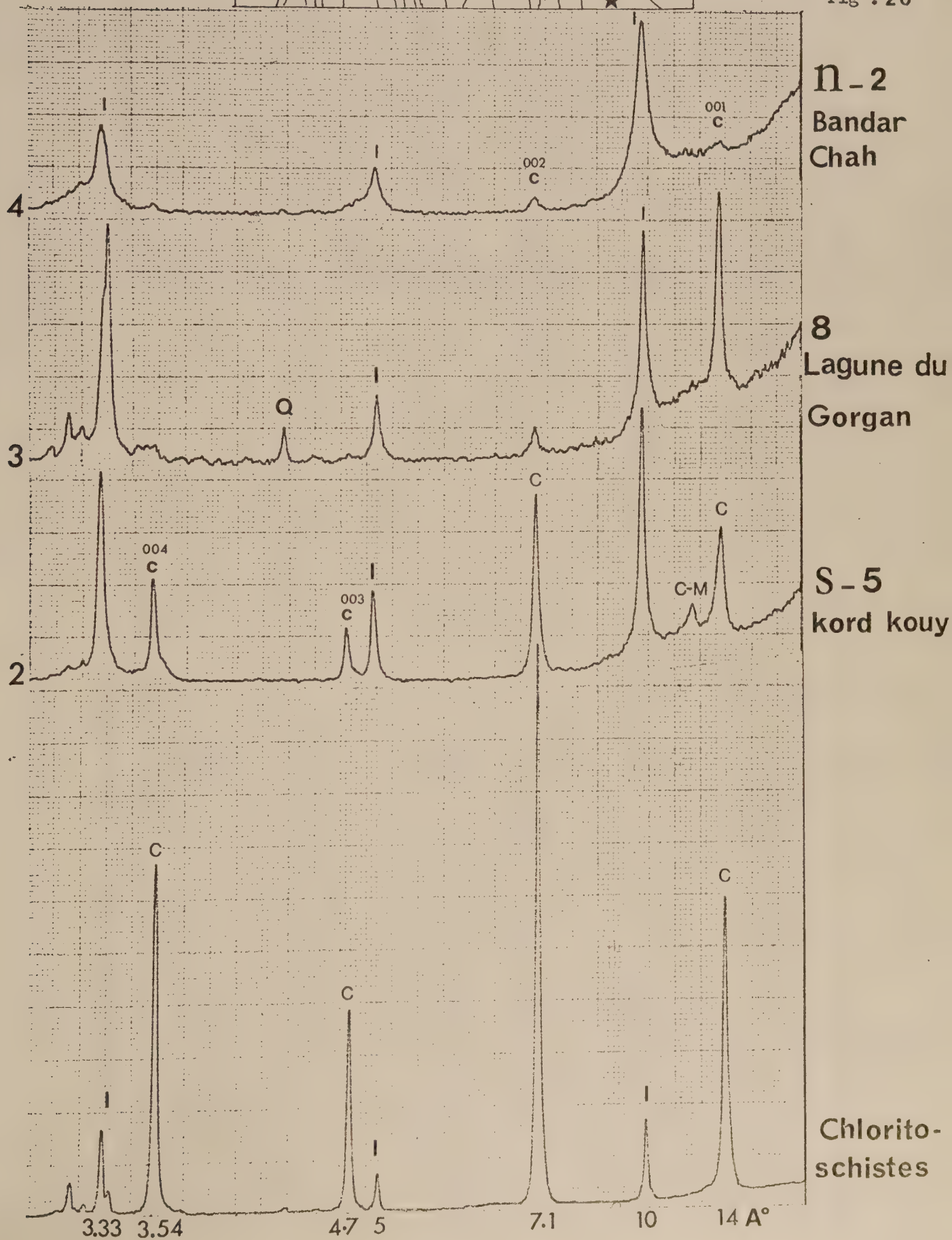






Fig : 27

VARIATIONS DE LA FORME DU PIC 001 DE  
LA CHLORITE GONFLANTE .

Echantillon

Echantillons

traités par :

A =  $MgCl_2$  glycériné

B = Glycérine .

C = Chlorite .

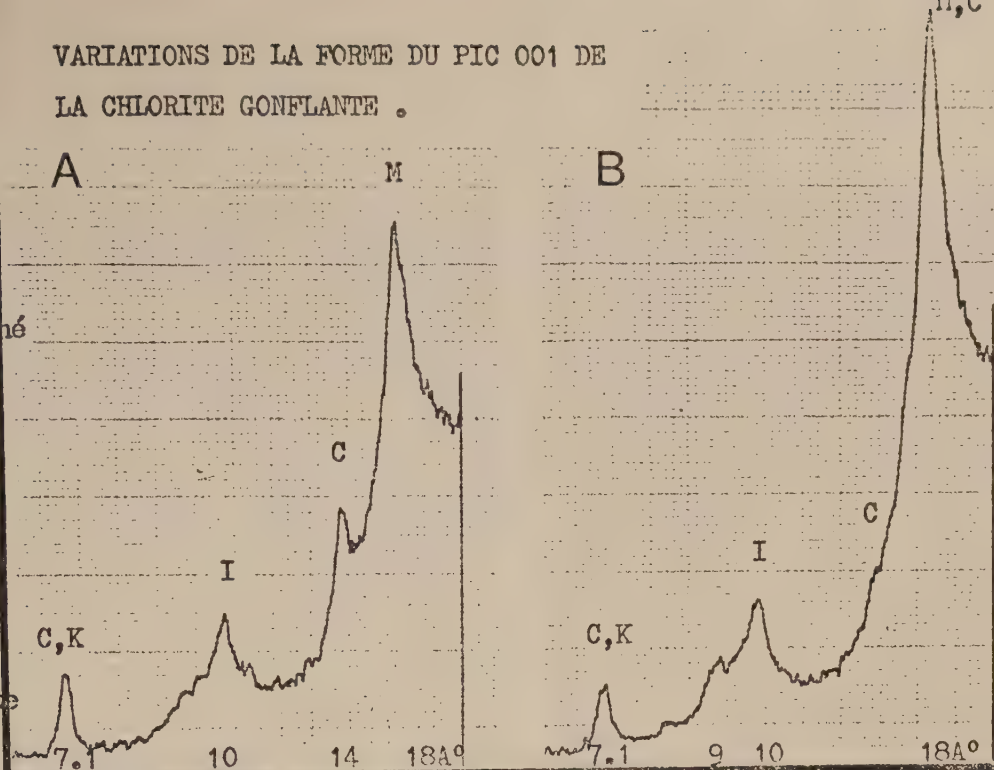
M = Montmorillonite

I = Illite , Mica

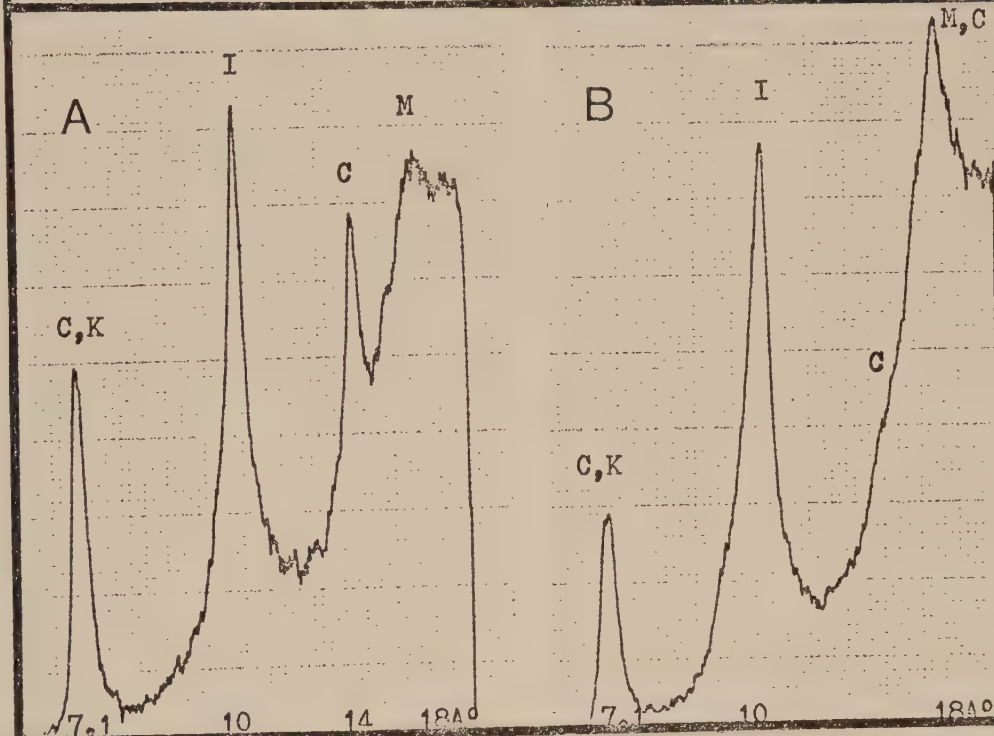
K = Kaolinite .

Anticathode de Co

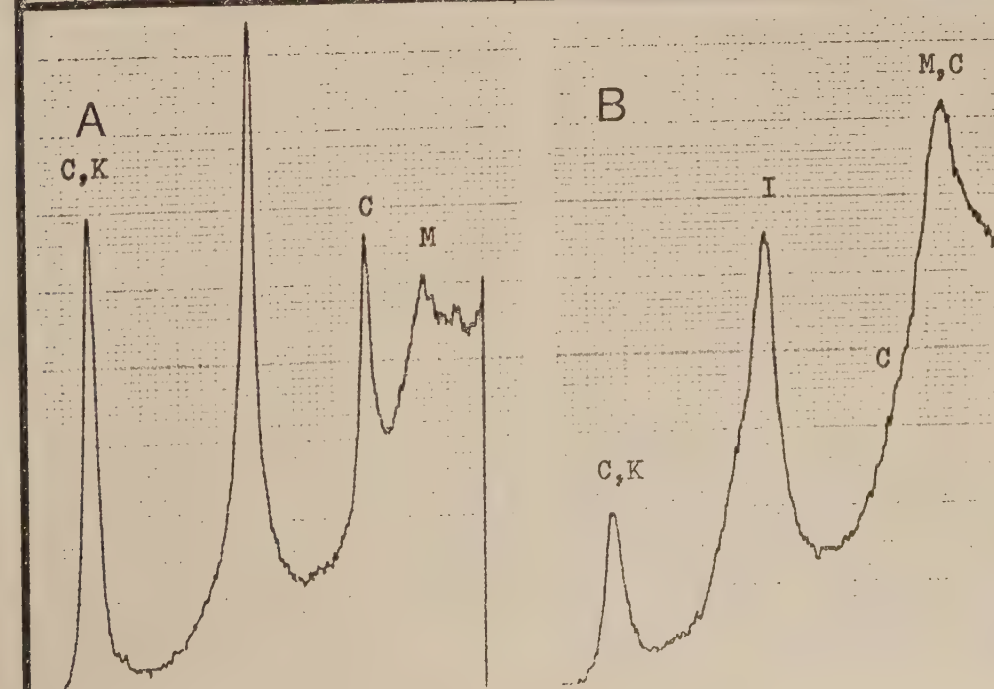
PHILIPS : PR 4010/00



H-5



n-2



8  
Lagune  
du  
Gorgan





A = LiCl glycériné

B = Brut

B = Beidellite .

C = Chlorite .

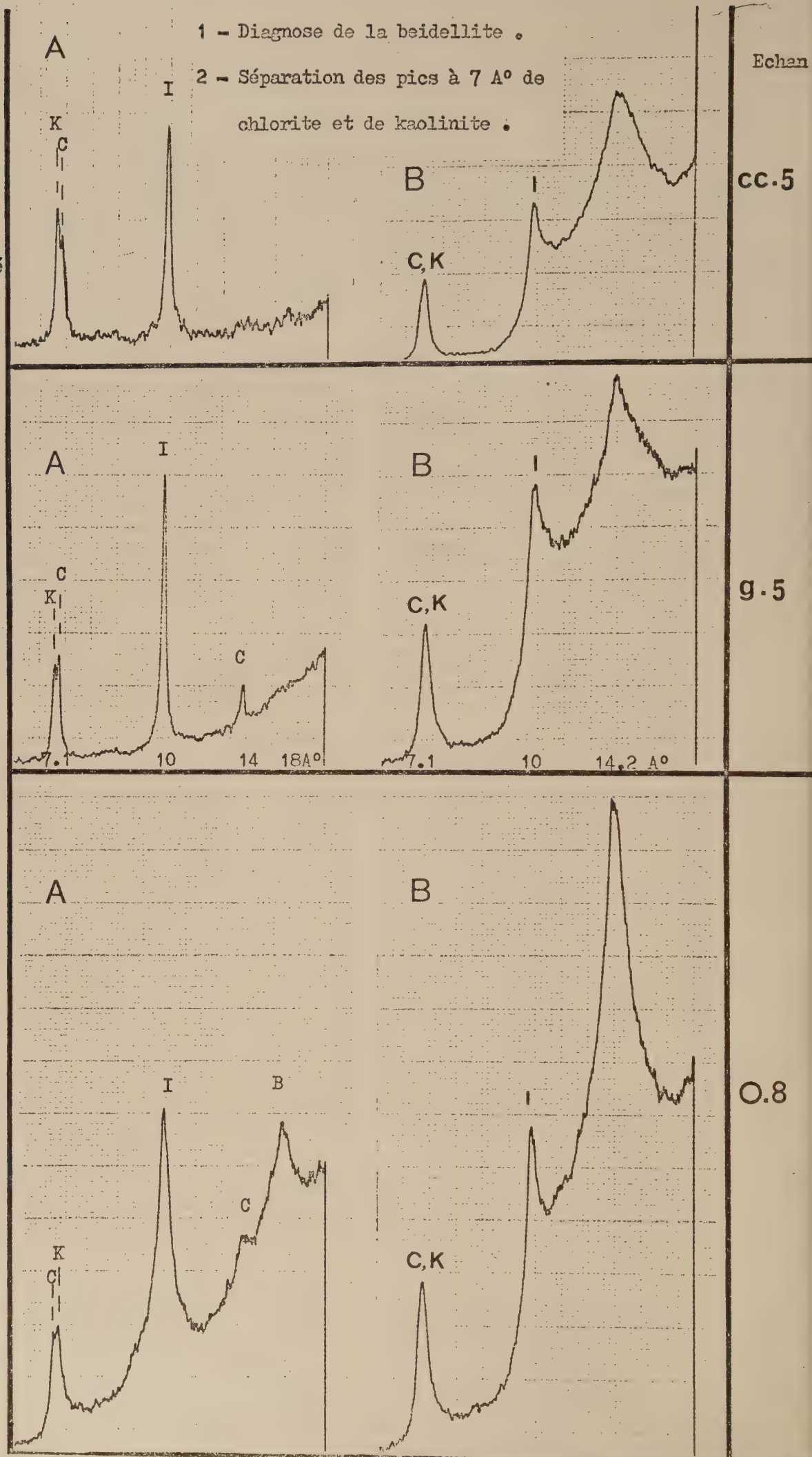
K = Kaolinite .

I = Illite, Mica

Anticathode de Co .

PHILIPS : PR 4010/00

E . AMIN SOBHANI





Mica → intermédiaires → vermiculite → montmorillonite

La teneur de smectites est très élevée dans les sols superficiels lessivés. La présence d'un pic à 18 Å° après traitement par LiCl - 2N (300°C pendant 12 heures) et glycération montre que les smectites sont surtout des beidellites ; mais, l'accroissement de la raie (001) de l'illite implique aussi la présence de montmorillonite dont l'écart réticulaire (001) demeure égal à 9,5 - 10 Å° dans ces conditions expérimentales (cc 5 et g 5, Fig. 28).

La proportion de beidellite diminue d'Ouest en Est (du Galougah au Gorgan) et du Sud au Nord (du piémont au Khadjeh Nafas), de sorte qu'à Galougah, elle est très forte tandis qu'à Khadjeh Nafas, elle est insignifiante. Cette situation s'inverse pour la montmorillonite (échange Fe - Mg).

#### - L'illite et mica

Dans les diagrammes de R. X., l'illite et le mica se présentent comme des minéraux bien cristallisés. La forte salinité du milieu et le passage au métamorphisme sont responsables de la forte cristallinité. L'illite est un produit de dégradation de phyllites préexistantes, biotite, séricite et chlorite (G. MILLOT, 1964). Dans les roches métamorphisées du Gorgan la proportion d'illite dans les micas ne dépasserait pas 15 %. Dans la zone de piedmont, les pellicules de micas sont très abondantes (environ 25 %). Dans la plaine, les micas se trouvent dans les fractions fines comme les éléments grossiers. Ils sont très abondants autant à l'Est qu'à l'Ouest. La capacité de gonflement est nulle et le pic (001) à 10 Å° est mince à la base même après traitement par la glycérine. Certains échantillons ayant un pic à 9,95 Å° compliquent la présence de muscovites. La raie (002) à 5 Å° est très faible ; le rapport d'intensité des raies à 5 Å° et 10 Å° ne dépasse pas 0,3 (illite fer-rifère). Dans la zone supérieure et dans les sols, l'illite présente des pics assez forts et larges à la base. On a effectué la distinction entre les micas de type muscovite ou illite-séricite, uniquement en

fonction de la forme des pics (001) et (002). Les pics des micas de type muscovite ou illite-séricite sont plus hauts et aigus que ceux de l'illite.

#### - La kaolinite

La kaolinite est moins abondante que les autres minéraux argileux. Elle n'existe plus dans les sédiments du piémont et dans les chloritoschistes. Les pics aux  $7,1 \text{ Å}^\circ$  et  $3,5 \text{ Å}^\circ$  de chlorite et de kaolinite sont exactement superposés et nous n'avons pas pu séparer les pics de ces deux minéraux par aucune méthode.

La kaolinite est un minéral caractéristique des altérations continentales, soit par la transformation diagénétique des argiles illitiques sous l'influence d'eaux assez acides des marécages (chargées en matières organiques), comme l'a déclaré KELLER en 1968, soit par l'altération des silicates volcaniques en milieu acide (G. MILLOT, 1964).

Ces conditions sont présentes dans la région étudiée, mais il est possible qu'en raison du peu d'extension de la plaine littorale, la néoformation de kaolinite demeure réduite. D'ailleurs elle doit être freinée par la richesse en ions du milieu.

Nous pensons qu'une partie de cette kaolinite vient de l'Ouest et est apportée par les courants marins dans la région orientale. Nous avons constaté en effet (chapitre : Neka), que dans la région d'Amol à Neka, la kaolinite est abondante. Elle a pu migrer vers l'Est alors que les plaines littorales étaient encore de constitution.





Extrait:

AMIN SOBHANI

L'EMPIRE OTTOMAN 1:3,000,000

BERLIN 1892



Composition chimique des chloritoschistes et des alluvions  
du Kord Kouy

|                         | Chloritoschistes<br>du Gorgan | Les alluvions<br>du Kord-Kouy<br>( s - 5 ) |
|-------------------------|-------------------------------|--------------------------------------------|
| $\text{SiO}_2$          | 42,60                         | 49,20                                      |
| $\text{Al}_2\text{O}_3$ | 22,00                         | 22,40                                      |
| $\text{Fe}_2\text{O}_3$ | 2,57                          | 10,24                                      |
| $\text{FeO}$            | 13,57                         | 3,94                                       |
| $\text{MnO}$            | 0,095                         | 0,11                                       |
| $\text{MgO}$            | 11,81                         | 5,53                                       |
| $\text{CaO}$            | 1,29                          | 1,65                                       |
| $\text{Na}_2\text{O}$   | 0,97                          | 0,65                                       |
| $\text{K}_2\text{O}$    | 2,10                          | 3,61                                       |
| $\text{TiO}_2$          | 1,96                          | 1,35                                       |
| $\text{P}_2\text{O}_5$  | 0,24                          | 1,04                                       |
| $\text{H}_2\text{O}^+$  | 0,45                          | 0,55                                       |
| $\text{H}_2\text{O}^-$  | 0,15                          | 0,10                                       |
| Totaux                  | 99,81                         | 100,37                                     |

Dans les alluvions, l'augmentation relative de quantité de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  d'une part et la diminution relative de la teneur de  $\text{FeO}$  et de  $\text{MgO}$  d'autre part, montrent l'importance de l'altération des roches mères.

### 3 - 3 - La presqu'île Mian Kaleh

La grande flèche littorale ou la presqu'île Mian Kaleh est située au Nord de la lagune du Gorgan. Sa longueur dépasse de 60 km, mais sa plus grande largeur n'atteint que 4 km. A l'extrémité de la presqu'île, il y avait jadis trois îles d'Achouradeh, séparées par quatre détroits (Fig. 29, 30), aujourd'hui réunies par suite de l'abaissement du niveau de la mer.

Le terrain est formé de sables très fins, présente des

cordons de sables parallèles, jusqu'à 5 m de hauteur. Les deux côtés de la flèche (Nord et Sud) sont marécageux. La côte caspienne est sablo-vaseuse avec un grand pourcentage de sable, la côte sud sur la lagune est beaucoup moins riche en éléments sableux. Toute la région (même les cordons de sables) est couverte de végétation, surtout des grenadiers. La teneur des éléments inférieurs à 40 microns est faible (17 %), sauf au Sud d'Achouradeh près de l'entrée de la lagune (31 %).

Le pourcentage de carbonate de calcium varie de 20 à 36 %. Il est plus faible à l'Ouest qu'à l'Est. L'augmentation du calcaire est liée à l'abondance des coquilles et aux apports sédimentaires littoraux de la mer Caspienne (la partie Est de la flèche est d'émersion récente).

Le pH, toujours basique, varie de 8,3 à 8,9. Il n'existe plus de minéraux lourds ; la plus grande partie des sables, est constituée par les quartz.

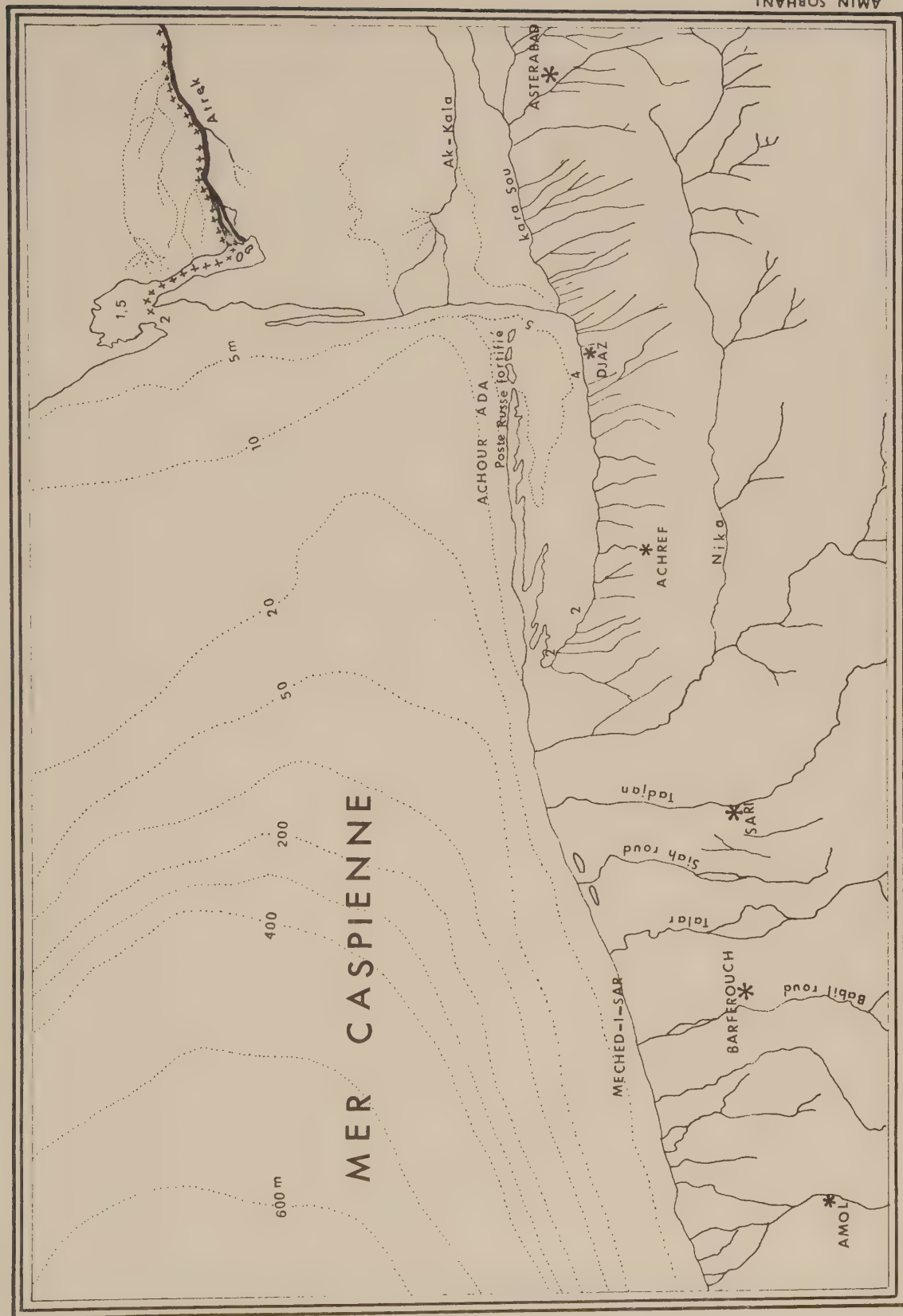
La création de la presqu'île du Mian Kaleh semble récente. Aucune trace indiquant le nom ou le lieu de la "lagune du Gorgan" et la "presqu'île du Mian Kaleh" n'a été trouvée dans les cartes ou documents géographiques anciens.

Les renseignements tirés des cartes :

- l'Empire Ottoman (Berlin 1892), Fig. 29
- Asterabad (le service géographique de l'armée de France, Juin 1902), Fig. 30
- RESHT (London, 1918), Fig. 31
- Bakou (I. G. N., Paris, 1942), Fig. 32

nous montrent que la construction de la presqu'île s'est faite au fur et à mesure de l'abaissement du niveau de la mer au cours des dernières années, par l'apparition d'îlots qui ont ensuite fusionné. Le rôle des courants marins est très important dans le développe-

Fig : 30



AMIN SOBHANI

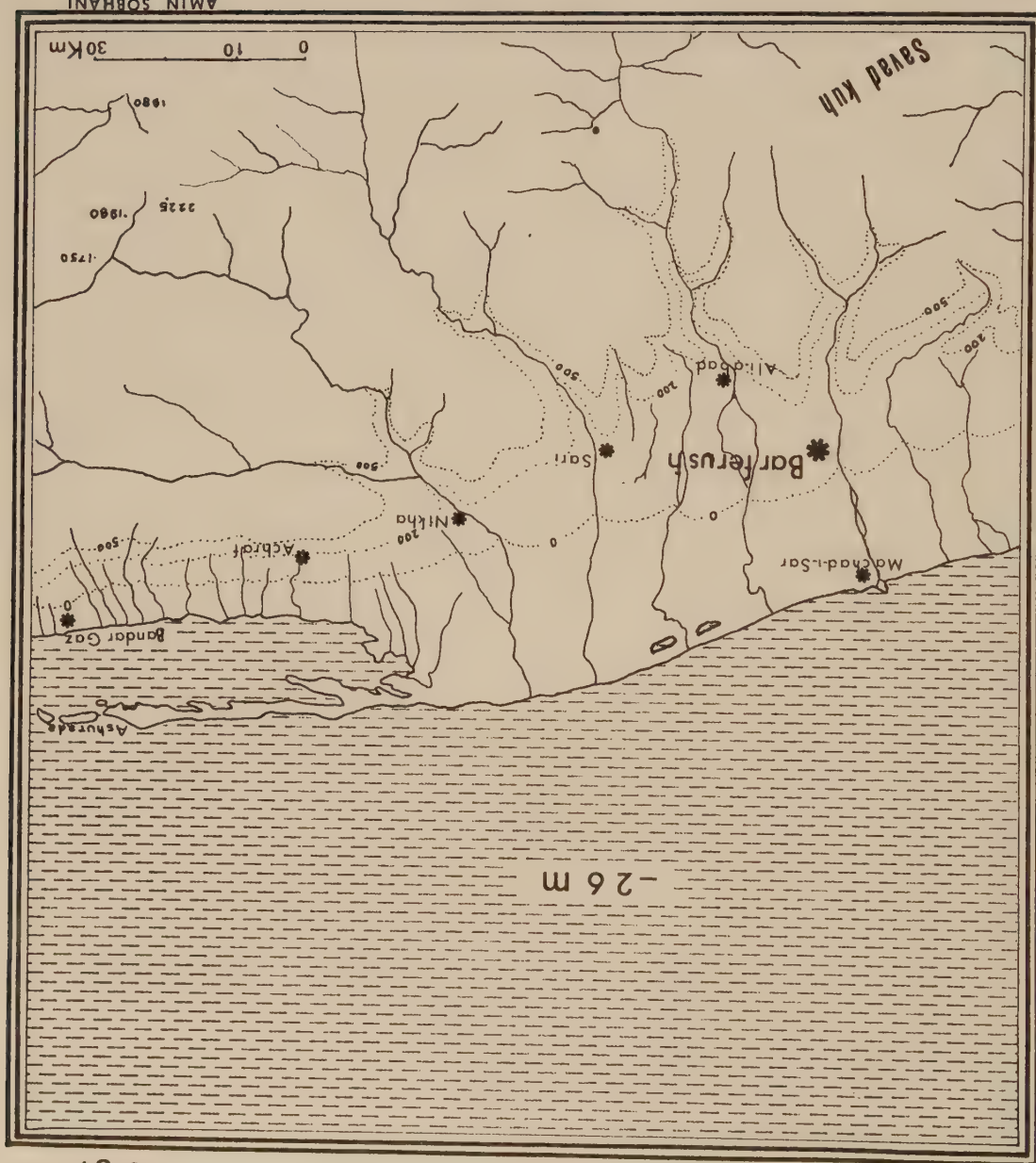
EXTRAIT :

ASTERABAD 1 : 1000,000 SERVICE GEOGRAPHIQUE DE L'ARMEE PARIS 1902









Extrait :

RESHT 1:1,000,000 G.S.G.S

LONDON 1918

AMIN SOBHANI







ment de la flèche vers l'Est, facilitant l'union des petits îlots émergés. La formation et l'évolution de la presqu'île ou la flèche, sont présentées sur les figures n° 29 à 32.

Le terrain est sableux fins avec les éléments mica-cés. Les minéraux lourds diminuent vers l'Est, si bien qu'ils ne se trouvent plus en Achouradeh. Cette région est incultivable, mais les joncs et les typhacées abondent sur les bords marécageux de la lagune.

### 3-3-1- La granulométrie

Les courbes granulométriques nous montrent que les sables sont bien triés, soit dans les dunes et cordons de sable, soit dans les marécages. Dans certains échantillons, l'indice de symétrie est zéro et l'indice du classement est inférieur à 0,10. Les sables sont fins et leurs médianes ne dépassent pas 110 microns, ils deviennent très fins de l'Ouest à l'Est (75 microns).

La presqu'île de Mian Kaleh possède les sables les plus fins de la côte du Mazandéran. Ces sables poussés de l'Ouest à l'Est, par les vents et les vagues, ont laissé tous les éléments lourds. L'absence des minéraux lourds, la diminution des dimensions de sables et enfin la forme arrondie et mate des grains de quartz, sont les caractères typiques de la flèche du Mian Kaleh.

Toutes les courbes cumulatives granulométriques des sables ont des faciès granulométriques identiques à ceux des courbes caractérisant les plages et les côtes très basses. Pour les éléments inférieurs à 40 microns, l'indice d'évolution varie entre - 0,5 et - 0,9 (faciès dit parabolique) (Fig. 33, 34).

### 3-3-2- La minéralogie et la morphoscopie des sables

Les sables fins de cette région ont des aspects tout à fait

différents sur la côte nord et la côte sud.

Au Nord, les grains sont grossiers et arrondis. Les quartz sont prédominants (environ de 65 %). Il n'existe plus de minéraux lourds. L'ensemble de sédiments paraît clair et blanchâtre.

Tableau n° 6

| Points<br>(zones)       | Quartz |       |       | Felds-<br>paths | Micas | Chlorito-<br>schistes | Gypse |
|-------------------------|--------|-------|-------|-----------------|-------|-----------------------|-------|
|                         | E. L.  | R. M. | N. U. |                 |       |                       |       |
| Côte nord:<br>(l'Est)   | 9      | 35    | 13    | 10              | 12    | 16                    | 5     |
| Côte nord:<br>(l'Ouest) | 10     | 31    | 24    | 15              | 7     | 5                     | 8     |
| Côte sud                | 7      | 16    | 31    | 8               | 15    | 20                    | 3     |

Au Sud, les grains sont anguleux, grâce à la présence de vases sableuses, les grains grossiers ont conservé leur forme initiale.

Nous avons observé aussi une teneur remarquable de grains de dolomite dans les sédiments non décalcifiés.

### 3-4- La lagune du Gorgan

Au Sud-Est du bassin méridional de la mer Caspienne, au Nord-Est du Mazandéran se trouve la lagune du Gorgan (la baie d'Astarabad) qui s'étend de l'Ouest à l'Est. La longueur de la lagune de l'Ouest à l'Est est d'environ 50 km (jadis 67,5 km en 1909, RABINO H. L., 1958, p. 97 ; et 60 km en 1947, BARIMANI A., 1947), sa plus grande largeur atteint 12 km. La lagune est abritée au Nord par la presqu'île Mian Kaleh.

Selon BLARENBERG (RABINO H. L., 1958, p. 94) en 1836, la lagune occupait toute la côte sud jusqu'à la colline de Gradine près de Galougah. En 1909, décrit RABINO H. L. (1958, p. 93), le village de Chah Kileh (actuellement à 3,5 km au sud de la lagune) était le port de Behchahr.

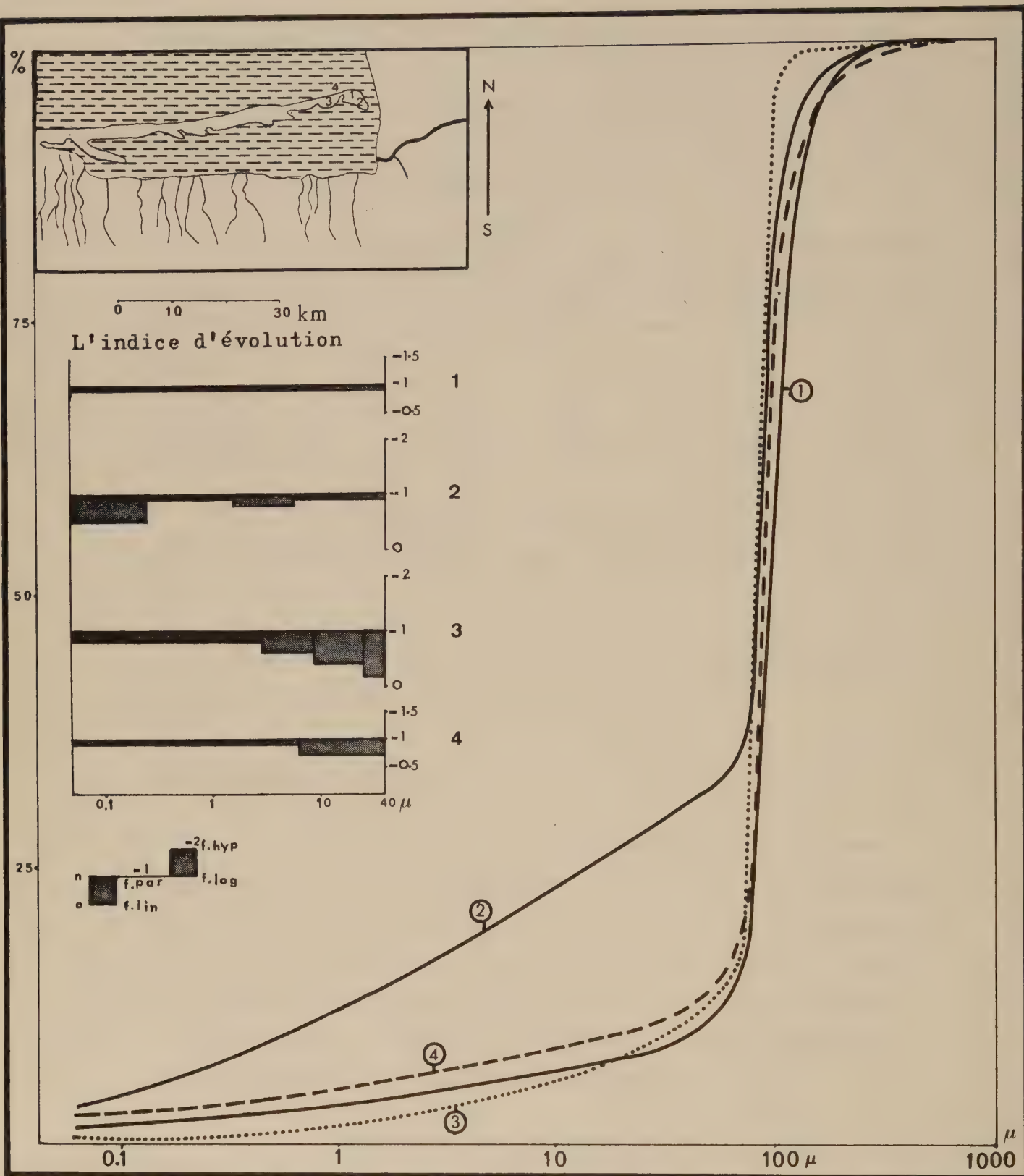


m

# ACHOURADEH

( Les courbes granulométriques )

Fig : 33



AMIN SOBHANI

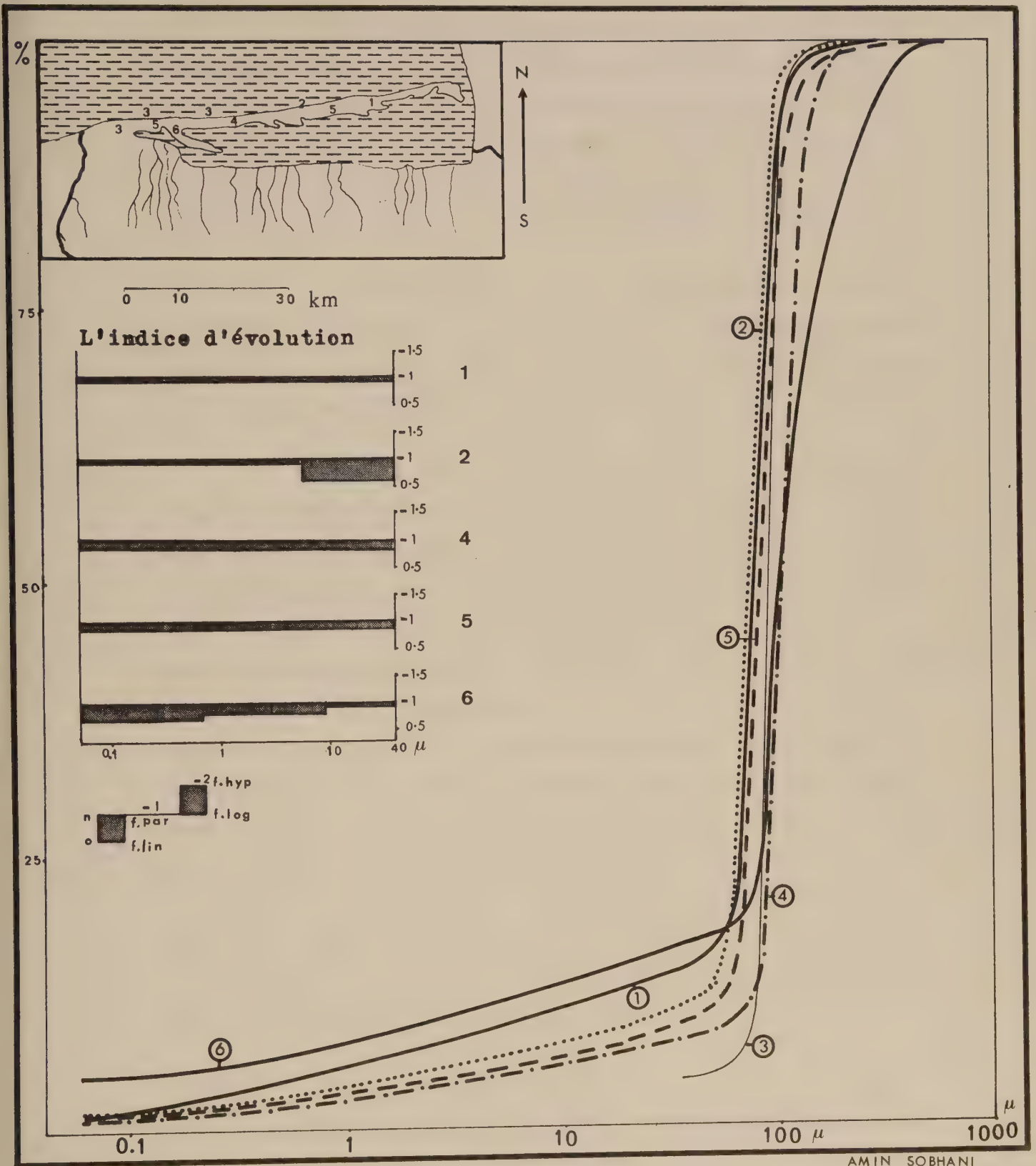
Courbes semi - logarithmiques .



# MIAN KALEH

( Les courbes granulométriques )

Fig : 34





La lagune communiquait avec la mer par quatre détroits (Fig. 29 et 30), entre la presqu'île Mian Kaleh et les îles d'Achouradeh ; il n'y a plus aujourd'hui qu'un passage entre la presqu'île de Mian Kaleh et le port de Bandar Chah. Les îles ayant été, comme nous l'avons déjà dit, rattachées à la presqu'île de Mian Kaleh par suite de la baisse de niveau de la mer Caspienne.

A la fin du 19<sup>e</sup> siècle (Fig. 29), les plus grandes profondeurs dépassaient 6 à 7 mètres à l'Est et 2 mètres à l'Ouest. Depuis l'abaissement du niveau de la mer, la profondeur à l'entrée et à la partie est de la lagune ne dépasse pas 3 m (en 1970).

La distance entre l'extrémité de la presqu'île Mian Kaleh, centre de la pêche d'Achouradeh, et Bandar Chah, est environ de 2500 m. La lagune est calme, sans agitation importante. Le Kara Sou à l'Est et quelques petits cours d'eau au Sud s'y jettent. L'eau est claire dans le centre et à l'Est de la lagune. La partie ouest, souvent trouble, est légèrement plus salée que la partie est (13 à 14 ‰). Le pH varie selon les différentes parties (sableuses ou vaseuses) et les différentes profondeurs. En raison de la végétation et les activités biologiques des êtres vivants, les zones vaseuses et les couches superficielles ont un pH de 7,2 à 7,5, mais dans les côtes et les couches profondes, le pH est basique et voisin de 8. Les côtes sont marécageuses avec une végétation de joncs et de typhacées. Il n'y a pas de sables grossiers sur la côte sud de la flèche littorales, tandis que la côte septentrionale est sableuse avec des fractions assez grossières.

Le pourcentage de calcaire est très fort, il atteint 60 %. Il est très intéressant de noter que la teneur en calcaire est plus forte dans la partie sud de la lagune, mais sur la côte sud et dans la plaine littorale du sud de la lagune les carbonates redeviennent moins abondants. Car en raison de l'absence des grands cours d'eau, les couches calcaires du Jurassique du Béhchahr ne peuvent

avoir aucune influence sur la sédimentation lagunaire, en sorte qu'actuellement le pourcentage de calcaire au Nord de Behchahr ne dépasse pas 40 % (les sols superficiels en contiennent environ 25 %), tandis que dans la lagune même, c'est-à-dire dans une région très éloignée de couches calcaireuses de Béhchahr, le pourcentage de carbonate est plus élevé.

On suppose que ce sont les débris de mollusques ou les restes des algues calcaires comme les *Melobesia* (MAKAROVA I. V. et coll. 1968) qui ont joué un rôle principal dans la genèse des carbonates de la lagune. Nous avons observé que de l'Ouest à l'Est de Mian Kaleh, l'augmentation de calcaire liée à la présence des débris de coquilles dépasse de 15 %.

Dans les échantillons prélevés les mollusques suivants sont fréquemment retrouvés :

*Cardium edule* L.

*Dreissensia polymorpha* Pallas

*Dreissensia rostriformis* Desh

*Scrobicularia*

*Neritina liturata* Eichwald

*Hydrobia* Eich.

### 3-4-1- La granulométrie

Nous avons étudié une carotte à 5 m et 11 échantillons de la lagune du Gorgan. Dans les échantillons superficiels, du fond de la lagune, la quantité de matières organiques et des débris de mollusques est très forte, atteignant parfois 80 % ; nous étions obligés en effet de choisir une série d'échantillons à 0,5 m de profondeur. Selon les figures 35 et 37, nous constatons que les sédiments sont très fins et que leur médiane ne dépasse pas 4 microns, sauf dans les dépôts de Kara Sou et dans les vases de l'entrée de la lagune. Les sables grossiers (300 microns) sont rares. La teneur des éléments

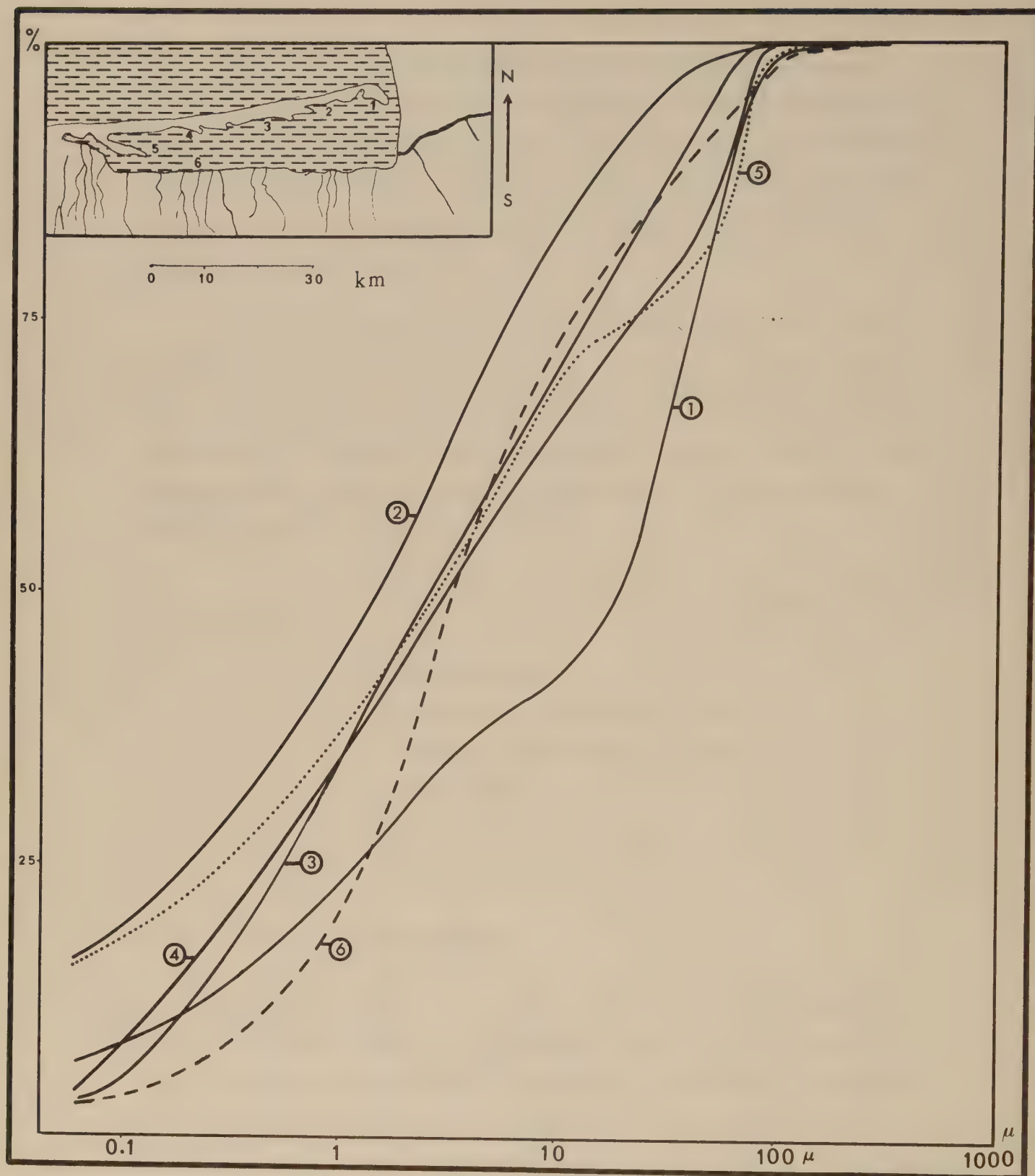




# LAGUNE DU GORGAN

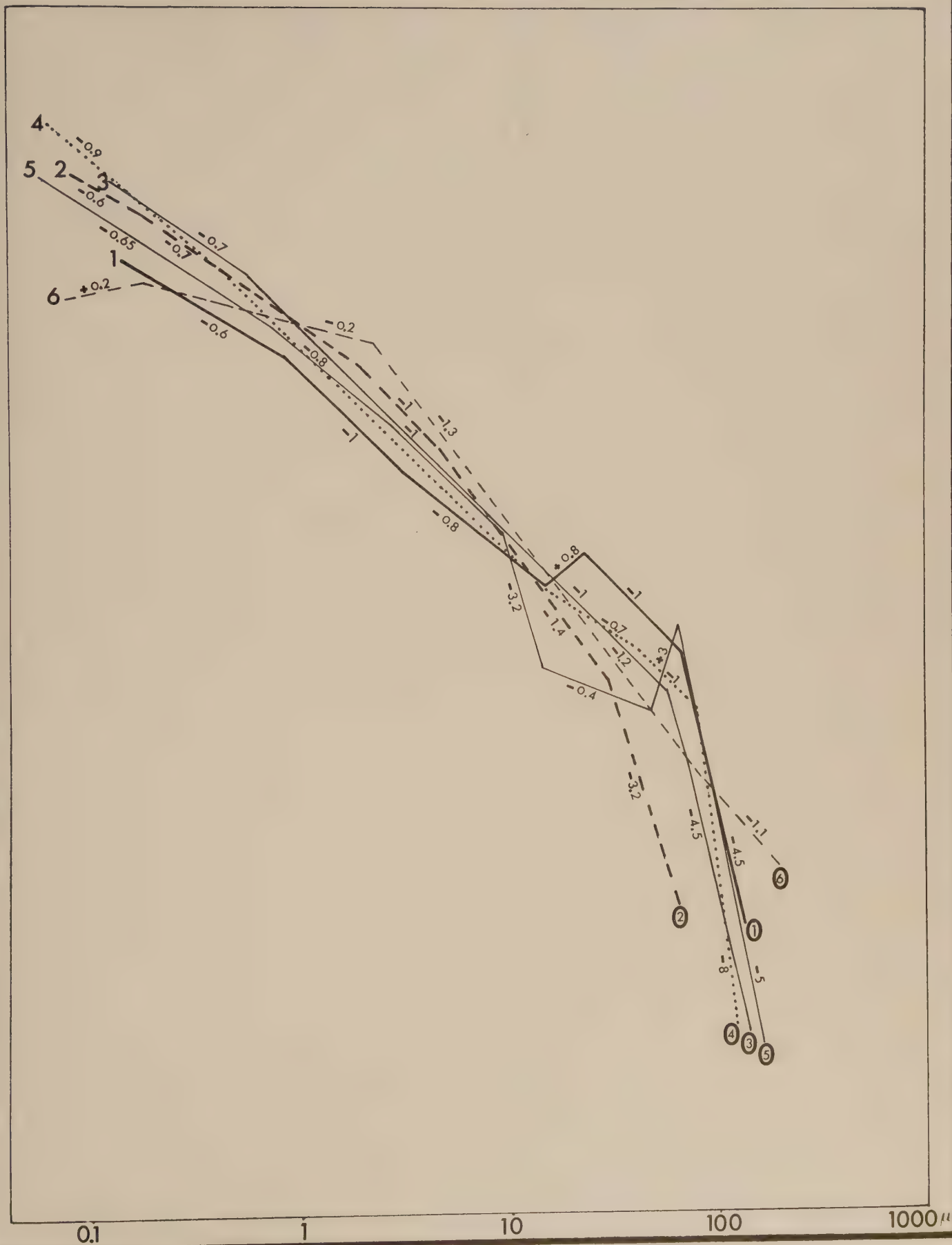
( Les courbes granulométriques )

Fig : 35



Courbes semi - logarithmiques .

AMIN SOBHANI





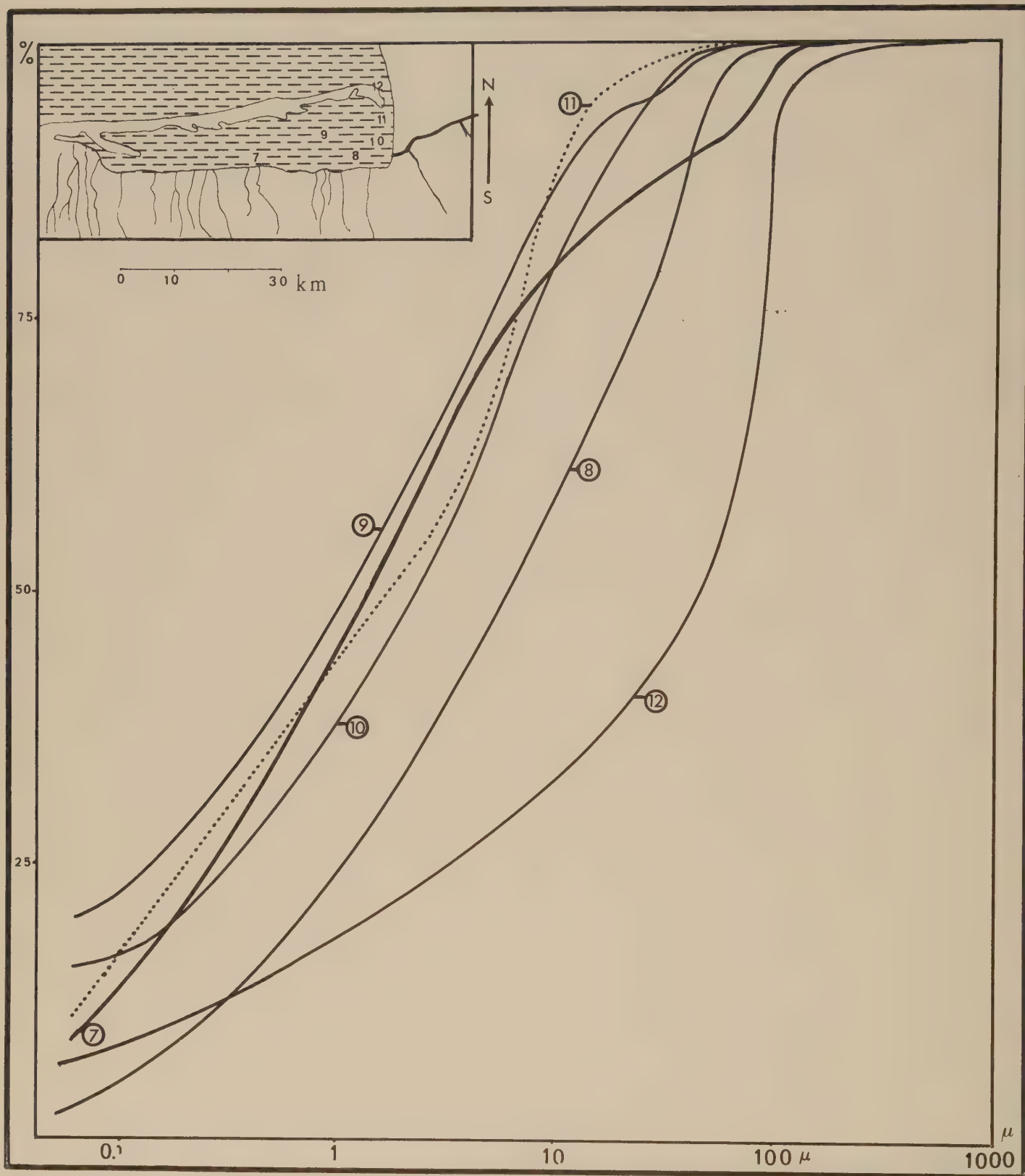




# LAGUNE DU GORGAN

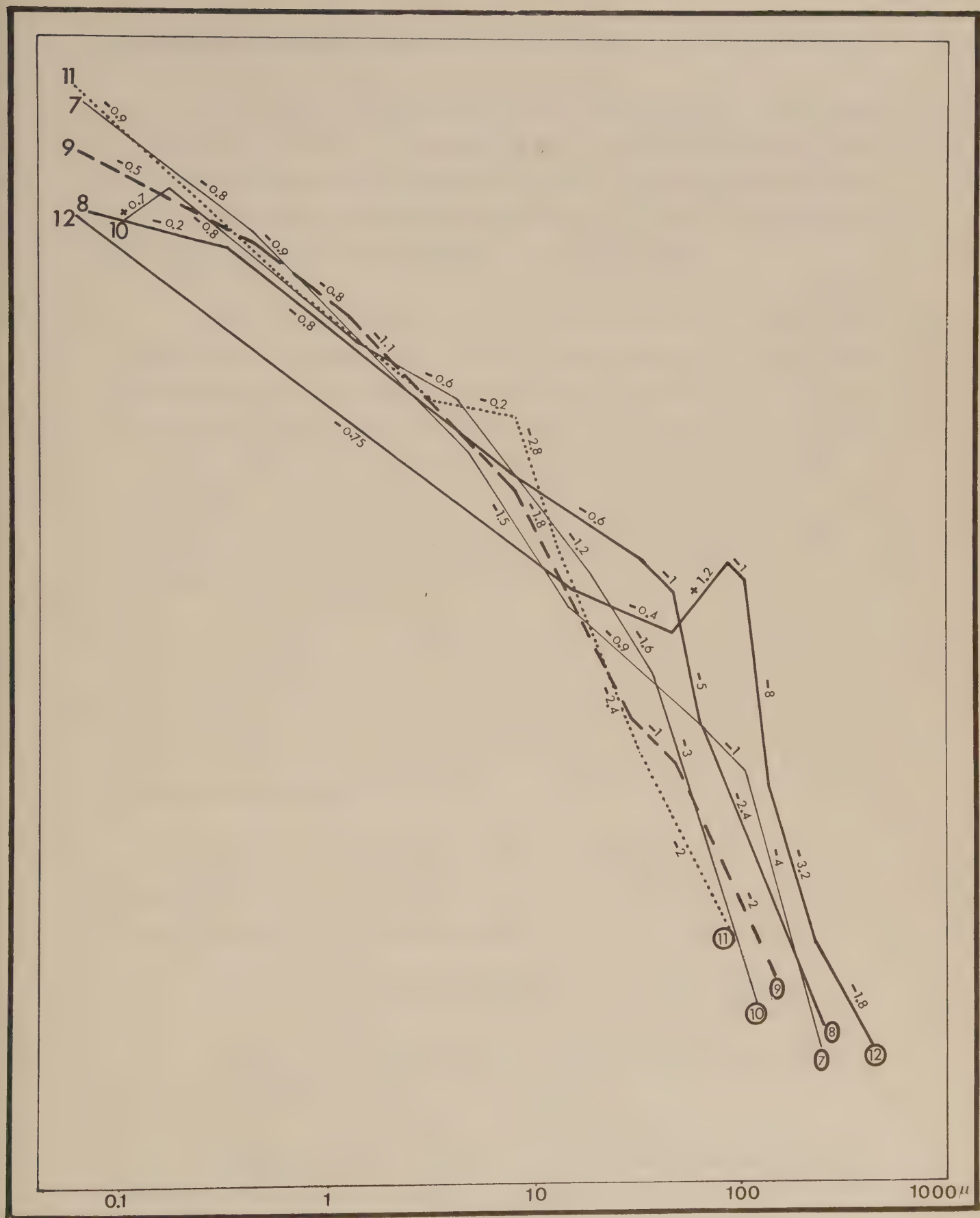
( Les courbes granulométriques )

Fig : 37



courbes semi - logarithmiques .

AMIN SOBHANI







fins ( $< 40$  microns) se situe entre 75 et 99 %.

Les indices d'évolution des échantillons 2, 3, 4, 7, et 9 sont à peu près semblables. Ils montrent que les éléments très fins ont été transportés par les courants faibles de la lagune (faciès parabolique), les fractions grossières se déplaçant surtout sous l'effet des courants de vagues littorales (Fig. 35, 36, 37 et 38).

Les deux échantillons 6 et 10 correspondent aux zones influencées par les cours d'eau, or les éléments fins ( $< 10$  microns) ont un faciès parabolique et ultra-parabolique (lévigation). Le n° 8 représente les dépôts du Kara Sou (faciès parabolique). Le n° 1 montre que la région est composée des sables de la flèche et des éléments fins de la lagune ; mais en tous cas, la majeure partie de la courbe a un faciès logarithmique ; faciès parabolique caractérise certaines fractions fines.

Les zones 11 et 12 sont soumises, d'une part au cheminement des eaux de la lagune vers la mer et inversement, à l'action des vagues et de courants pénétrants éventuellement dans la lagune et les sédiments de ces zones sont effectivement de faciès très largement paraboliques.

En résumé, selon les indices d'évolution, on peut dire que les sédiments de la lagune du Gorgan sont assez typiques de l'évolution lagunaire et le caractère parabolique de certaines fractions fines.

### 3-4-2- Les minéraux argileux de la lagune du Gorgan

L'étude des argiles de la lagune nous a permis des observations très intéressantes.

Nous avons observé que la chlorite y est assez riche en fer, son pic de (002) est développé ; mais après différents traitements la chlorite a subi de nombreux changements. Après la cuisson à  $490^{\circ}\text{C}$

ou 530°C, le pic de (002) est diminué, les pics de (003) et (004) ont disparus ; par contre le pic (001) est augmenté. D'autre part, l'écart réticulaire de 12 Å est aussi remarquable. Il correspond à la raie (002) d'un minéral interstratifié comme la chlorite-montmorillonite. Les deux pics à 3,5 Å de la chlorite et de la kaolinite sont assez nettement séparés dans le diagramme brut (Fig. 39). Selon les indications de W.F. BRADLEY (1954), nous avons chauffé l'échantillon à 400°C pendant 2 heures nous avons observé que :

- 1) les pics à 14 Å et 12 Å ont disparus (Fig. 40),
- 2) les pics de 3,5 Å de chlorite et de kaolinite sont parfaitement séparés, les raies (003) et (004) de chlorite sont stables à la chaleur.

Nous avons trouvé en outre une chlorite gonflante caractéristique des sédiments de la lagune : stable à 530°C, qu'elle possède un pic à 14 Å (001) qui après traitement par la glycérine, passe à 18 Å.

En principe, ces chlorites correspondent à une altération très intense. Les chlorites des roches-mères sont riches en fer, ne présentent aucun gonflement et résistent à la chaleur (Fig. 21). Les chlorites lagunaires sont très différentes : il y a un échange partiel des ions  $\text{Fe}^{++}$  et  $\text{Mg}^{++}$  ( $\text{Fe} \rightleftharpoons \text{Mg}$ ) et une dégradation profonde. L'influence de la salinité d'un milieu ionique qui, comme nous l'avons vu est très différente des milieux océaniques habituels (riches en ions bivalents) est probablement prépondérante dans la dernière phase de l'évolution.

- Les smectites sont moins abondantes dans les sédiments de la lagune que dans ceux de la plaine. La raie réticulaire de 17 Å est produite par l'ensemble des argiles gonflantes : qui appartiennent aux types chlorite-montmorillonite (interstratifié), montmorillonite et beidellite. Mais la beidellite est moins abondante

Traitements par :

- 1 - Glycérine .
- 2 -  $MgCl_2$  ( N ) + Glycérine .
- 3 -  $LiCl(2N)$  + Cuisson à  $300^{\circ}C$  + Glycérine .
- 4 -  $NH_4Cl$  ( N ) .
- 5 -  $HCl$  (2N) .
- 6 - Cuisson à  $530^{\circ}C$  .
- 7 - Brut ( 2 microns ) .

oooooooooooo

B = Beidellite .

C = Chlorite .

I = Illite - Mica .

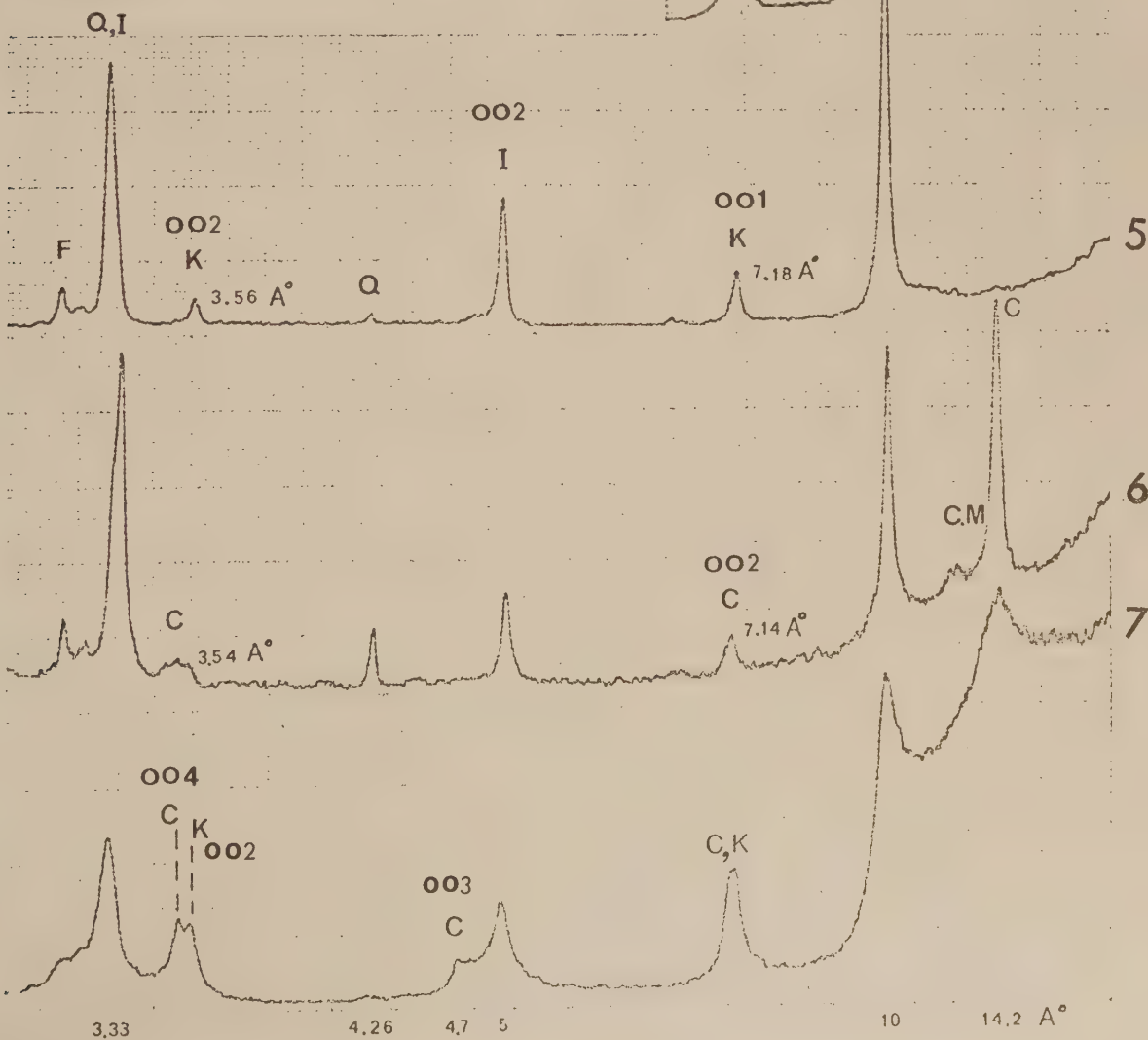
K = Kaolinite .

Q = Quartz .

F = Feldspath .

S = Smectite .

PHILIPS : PR 4010/00 Anticathode de Co



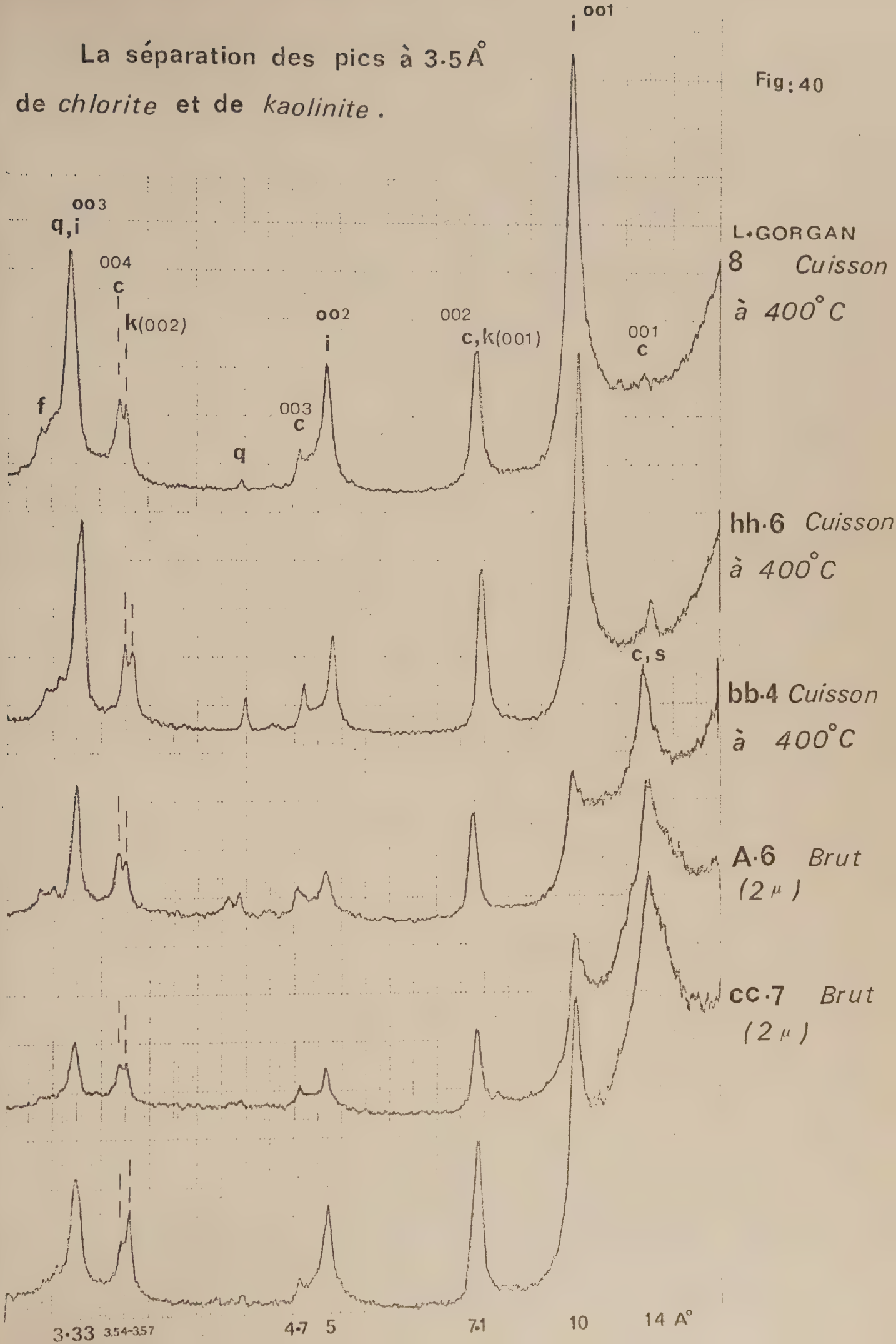




La séparation des pics à  $3.5\text{\AA}$   
de *chlorite* et de *kaolinite*.

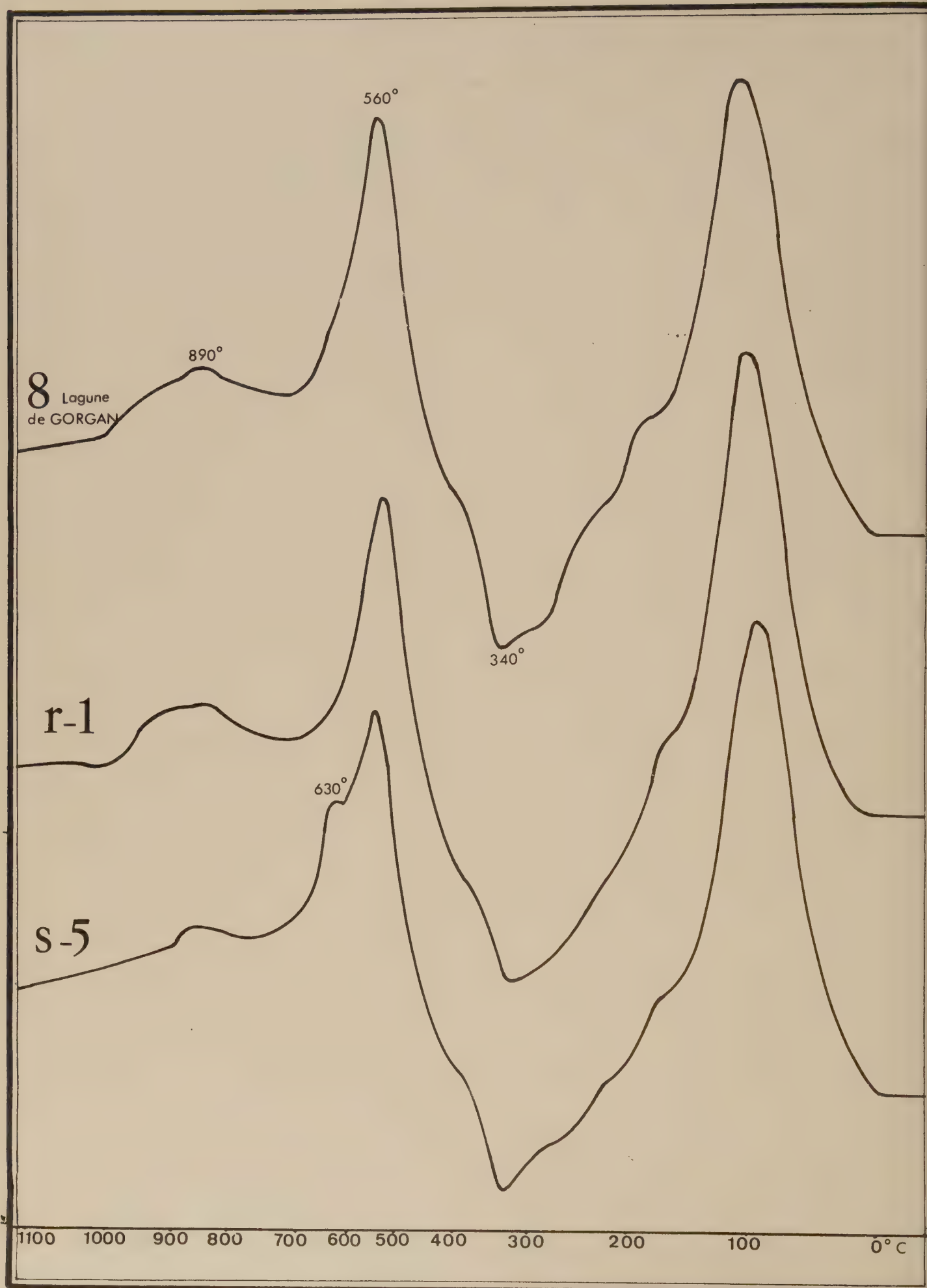
Fig: 40

PHILIPS : PR 4010/00  
Anticathode de Co .











que la montmorillonite (rôle probable du milieu provoquant la néogénèse de montmorillonite vraie et d'interstratifiée).

- La teneur de la kaolinite est faible, surtout à l'Est de la lagune, mais elle y est plus abondante que dans les sédiments de la plaine du Gorgan. Nous pensons que le milieu a assuré la stabilité de la kaolinite, venue de l'Ouest comme on l'a vu, car il n'existe pas de possibilité de néoformation de la kaolinite dans ce milieu.

- L'illite et le mica sont bien cristallisés. Leurs pics sont pointus et minces, devenant larges à la base après traitements par  $MgCl_2$  ou  $CaCl_2$  glycérimé et la glycérine pure (illite ferrifère). Les pics sont plus élevés après l'attaque par HCl (de l'altération au décomposition de chlorites). Les pourcentages de ces minéraux sont très élevés notamment dans la fraction grossière (paillettes de mica blanc).

#### Analyses thermiques différentielles

Nous avons déjà décrit que les diagrammes de l'A. T. D. sont identiques et sans résultats caractéristiques (Fig. 41).

### 3 - 5 - La région du Neka à Goharbaran

La rivière du Neka reçoit les eaux des montagnes de Siah Markouh-Chahvar (3892 m d'après la carte de l'Iran, Moscou 1966) au Nord de Bastam et Chahkouh-Bala. Elle coule d'Est en Ouest. A Neka elle dévie vers le Nord et se jette dans la mer près de Goharbaran (centre de pêche).

La tête de la vallée transversale du Neka est située dans les couches primaires de calcaires noirs ou foncés de Siah Markouh. La partie principale de la vallée est creusée à la limite des couches jurassiques (Chahvar) et crétacées (Chah Kouh-é-Bala).

Le versant nord de la vallée étant toujours dans les calcaires du Jurassique - en dehors d'une région peu étendue où affleurent des chloritoschistes. Le versant est constitué par des formations crétacées, sa structure est complexe du fait de la tectonisation.

Le sud-ouest de la région est formé de terrains miocènes. Le Miocène est caractérisé par des marnes rouges ou verdâtres, des gypses et des grès rouges. En principe la rivière a creusé profondément les anciennes alluvions, et les berges sont à pente raide. Vallée et versants boisés sont infranchissable. Malheureusement il n'y a pas eu de recherches stratigraphiques détaillées dans cette partie de l'Elbourz.

Les sédiments quaternaires appartiennent à deux complexes différents. Le premier correspond à des dépôts marins ou estuariens, d'après leurs faciès granulométriques, et leur similitude avec des dépôts de ce type déjà étudiés. Le second correspond à des sols superficiels modifiés, surtout en aval, près de la mer par les apports fluviaux.

Nous avons étudié deux zones ; l'une est située au Nord du Neka et correspond aux sédiments de la plaine, l'autre correspond au territoire de Goharbaran où l'on peut observer les résultats des actions de lessivage, de transport et d'altération marécageuse.

### 3-5-1- La zone de Neka (hh)

A Neka le sol est constitué par des sédiments très fins, des argiles. Dans la vallée du Neka et presque dans des zones assez profondes (5 m) la majeure partie des galets proviennent de calcaires sans fossiles ; les sables grossiers sont peu abondants. La présence d'une énorme quantité d'éléments fins et l'absence d'éléments grossiers sont des caractères communs aux plaines du Sud de la

h

Fig : 42

|   | Genres                                     | CaCO <sub>3</sub><br>% | pH  | F. Fines |         | Md<br>μ | Classe-<br>ment<br>Qd | Symétrie |
|---|--------------------------------------------|------------------------|-----|----------|---------|---------|-----------------------|----------|
|   |                                            |                        |     | 2<br>%   | 40<br>% |         |                       |          |
| 1 | Sables<br>1.6 - 222 m .                    | 17.7                   | 8.7 | -        | 7       | 92.0    | 0.04                  | 0        |
| 2 | Sables argileux<br>0.9 - 1.1 m             | 29.0                   | 8.5 | 15       | 45      | 50.0    | 0.37                  | +0.13    |
| 3 | Limon argilo -<br>sableux<br>plus de 2 m . | 12.5                   | 8.5 | 30       | 80      | 11.5    | 0.77                  | +0.32    |

hh

Fig : 43

|   | Genres                                     | CaCO <sub>3</sub><br>% | pH  | F. Fines |         | Md<br>μ | Classe-<br>ment<br>Qd | Symétrie |
|---|--------------------------------------------|------------------------|-----|----------|---------|---------|-----------------------|----------|
|   |                                            |                        |     | 2<br>%   | 40<br>% |         |                       |          |
| 4 | Limon argilo -<br>sableux<br>2.5 m .       | 18.0                   | 8.1 | 28       | 67      | 16.0    | 0.75                  | +0.26    |
| 5 | Limon argilo -<br>sableux + Gypse 0.4-0.6m | 22.0                   | 8.2 | 17       | 72      | 16.0    | 0.55                  | +0.06    |
| 6 | Argiles<br>limoneuses<br>1.5 - 2 m.        | 22.                    | 8.4 | 37       | 96      | 4.8     | 0.61                  | +0.11    |
| 7 | Sable limoneux<br>plus de 1 m.             | 36.0                   | 8.7 | 18       | 60      | 32.0    | 0.45                  | +0.25    |





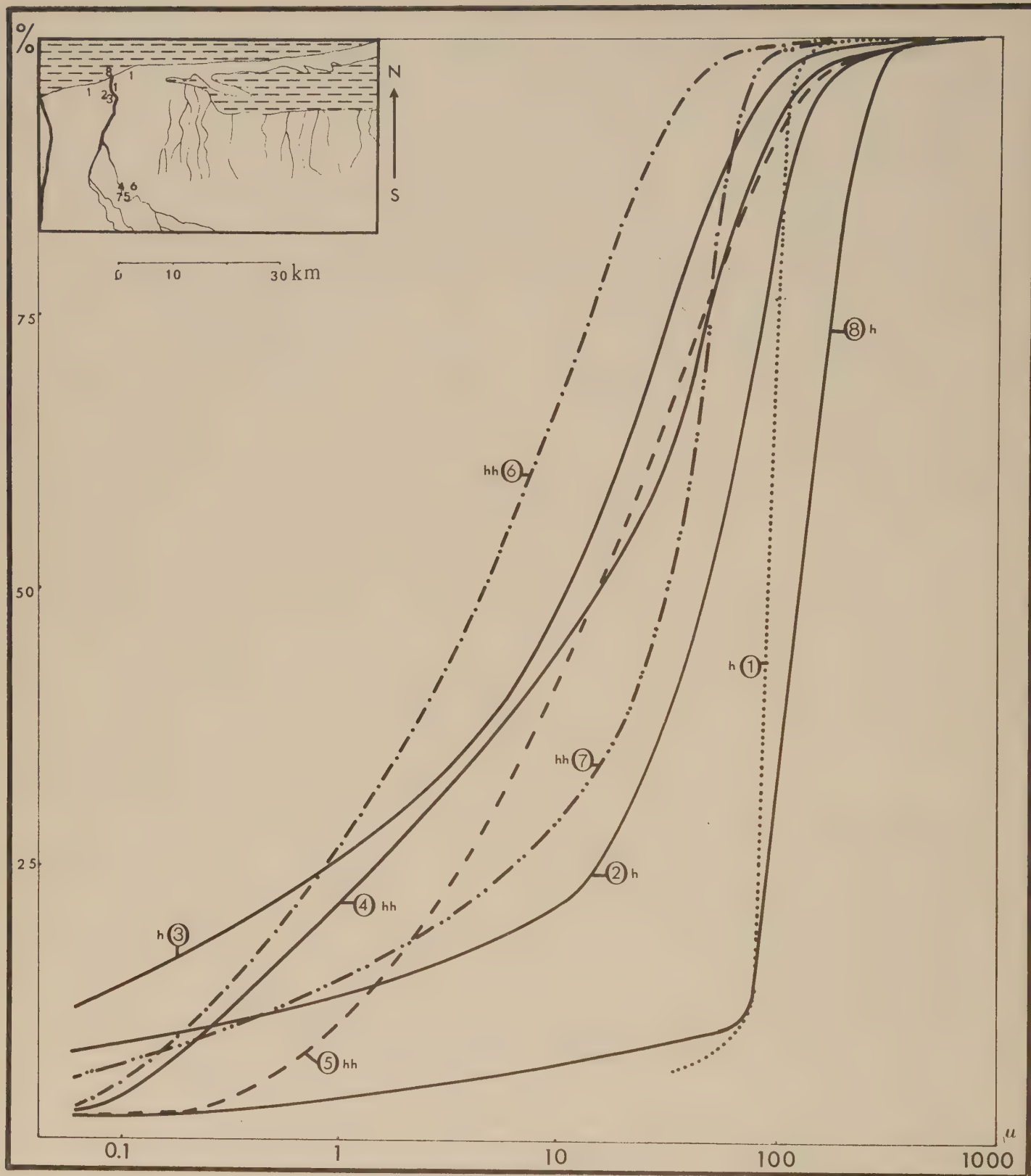


h

# GOHARBARAN , NEKA

( Les courbes granulométriques )

Fig: 44



AMIN SOBHANI

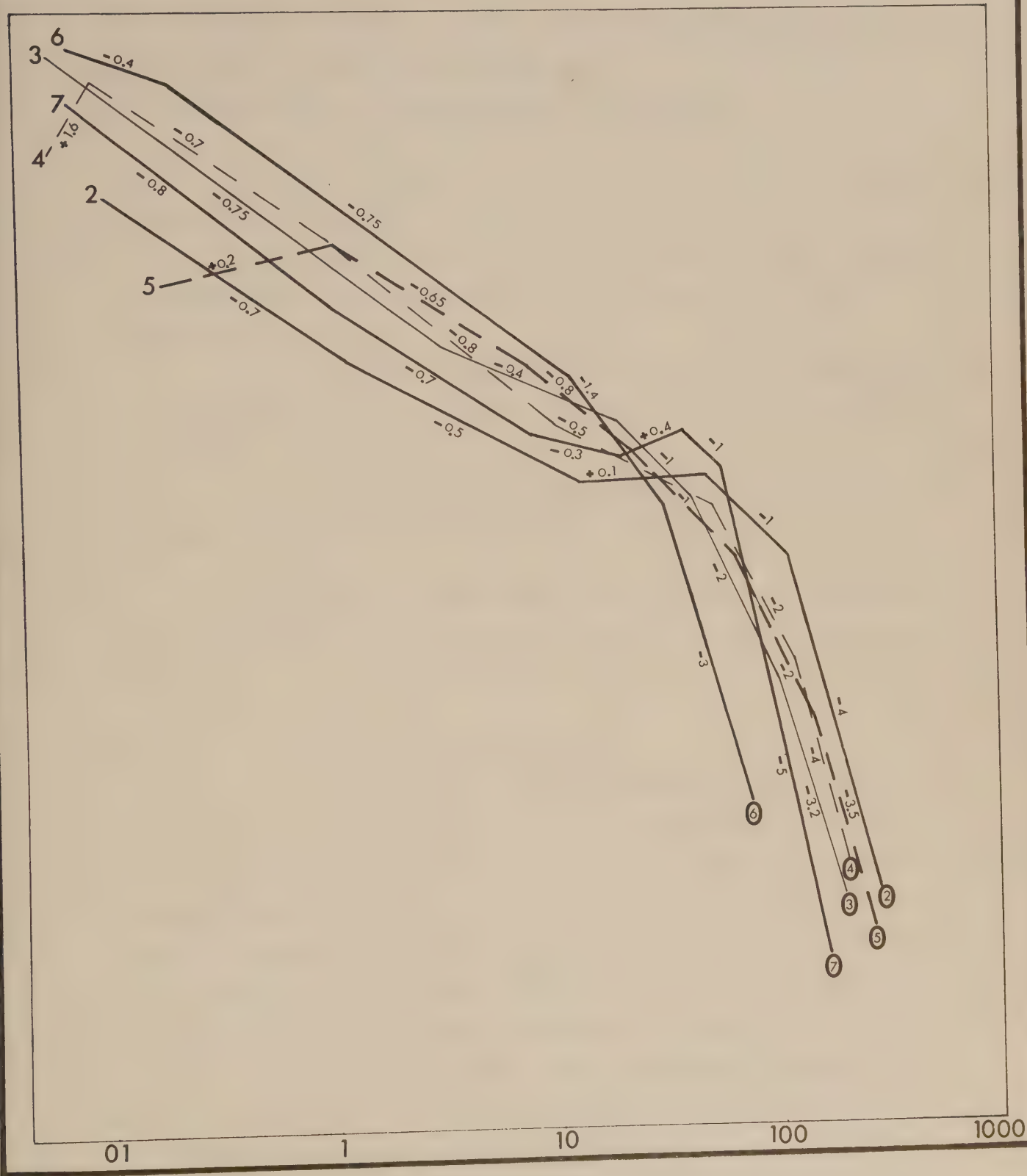
courbes semi - logarithmiques .

h - la côte .

# h

## COURBES DE FREQUENCE BILOGARITHMIQUES .

Fig : 45







Caspienne.

Le pourcentage de calcaire est d'environ 25 %, mais les sols superficiels ont une teneur plus basse (10 à 15 %). Sur la berge de la rivière du Neka on a la succession suivante (point hh, Fig. 43) :

1) limon argilo-sableux, très fins à médiane de 16 microns, assez calcaireux ; épaisseur 2,5 m ;

2) limon argilo-sableux avec un peu de gypse, riche en matières organiques. Le sédiment a un aspect pulvérulent ; épaisseur 40 à 60 cm ;

3) argiles limoneuses grises et claires, parfois assez blanches ; très fines (médiane de 5 microns) riche en calcaire (20 à 24 %) ; épaisseur 1,5 m à 2 m ;

4) sables limoneux, assez claire à médiane de 32 microns. La teneur de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  est très élevée (36 %).

Ces formations se développent en un grand bassin allongé du Sud au Nord. Plus particulièrement, au Nord, les galets sont très corrodés.

#### 3-5-1-1- La granulométrie

Dans les trois couches supérieures, les sédiments sont très fins et le pourcentage des particules inférieures à 40 microns varie de 67 à 96 % (Fig. 44). Selon les courbes de fréquence bilogarithmique (Fig. 45), les éléments très fins ( $< 1$  micron) ont subi une action de lévigation (l'indice positif (Ech. n° 5), les fractions inférieures à 40 microns, possèdent un faciès parabolique ; pour les sables le faciès granulométrique est logarithmique-hyperbolique. L'ensemble des courbes granulométriques ressemble à celle des vases marines peu profondes, estuariennes et lagunaires. L'abondance des matières organiques, même dans les couches inférieures, compte non tenu de la végétation actuelle, confirme le dépôt des sédiments en milieu marécageux.

Il n'existe plus de galets ni graviers dans les dépôts de la berge.

### 3-5-1-2- Les minéraux argileux

L'étude minéralogique par diffractomètre de R. X. nous révèle la présence d'un mélange de différents minéraux argileux. Par suite des altérations liées à l'influence de végétation et des matières organiques, les minéraux des deux couches supérieures (hh-4 et hh-5) ne sont pas caractéristiques, mais la couche hh-6 contient des minéraux bien cristallisée et intacts (Fig. 46). La partie supérieure altérée est qualitativement identique, mais est marquée par une diminution du mica et des illites, et une augmentation des smectites.

#### - La couche hh-6 (Fig. 46)

- La chlorite est fréquente mais peu abondante. Elle est désorganisée par chauffage à 490°C ou 530°C, le pic à 14 Å persistant seul, et détruite par l'attaque HCl - 2N à chaud (chlorite altérée - J. LUCAS et G. JEHL, 1961). Elle n'est pas gonflante. Ces chlorites semblent avoir une origine détritique. Elles résultent de l'altération des chloritoschistes, et sont apportées par la rivière du Neka.

- La smectite est assez abondante ; l'écart réticulaire (001) passe de 14 à 17 et 18 Å par glycération et après saturation par  $MgCl_2$  et action de la glycérine (Fig. 46). Mais elle ne gonfle qu'assez mal sous la seule action de la glycérine pure : bien qu'elle ne soit certainement pas une montmorillonite sodique. Elle ne gonfle plus après traitement par LiCl (2N) et chauffage (300°C), puis glycération ; l'accroissement considérable du pic de 10 Å montre que le minéral est une montmorillonite et non une beidellite.

- L'illite et le mica sont abondants, bien

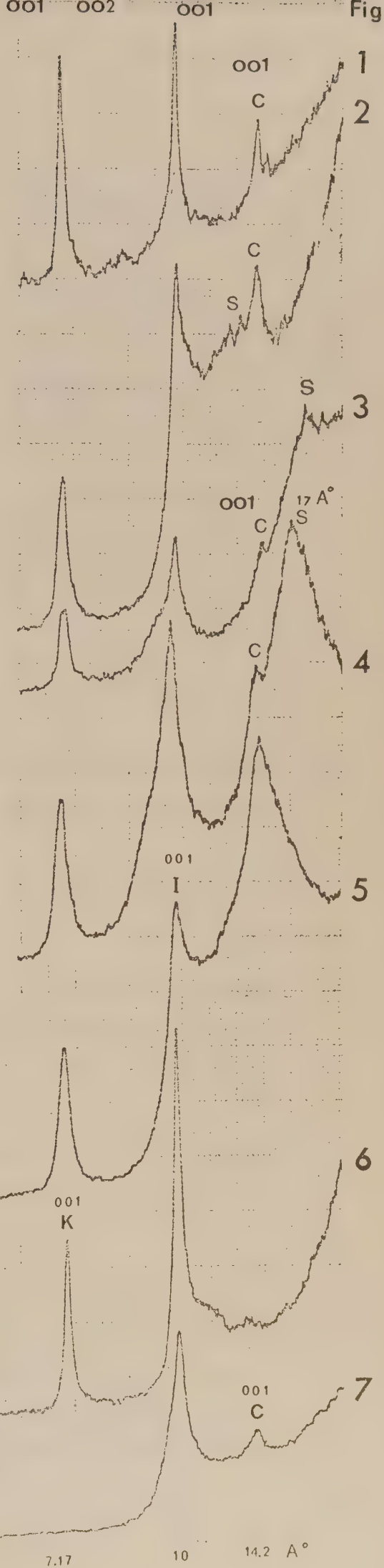
# hh - 6 Neka

Traitements par :

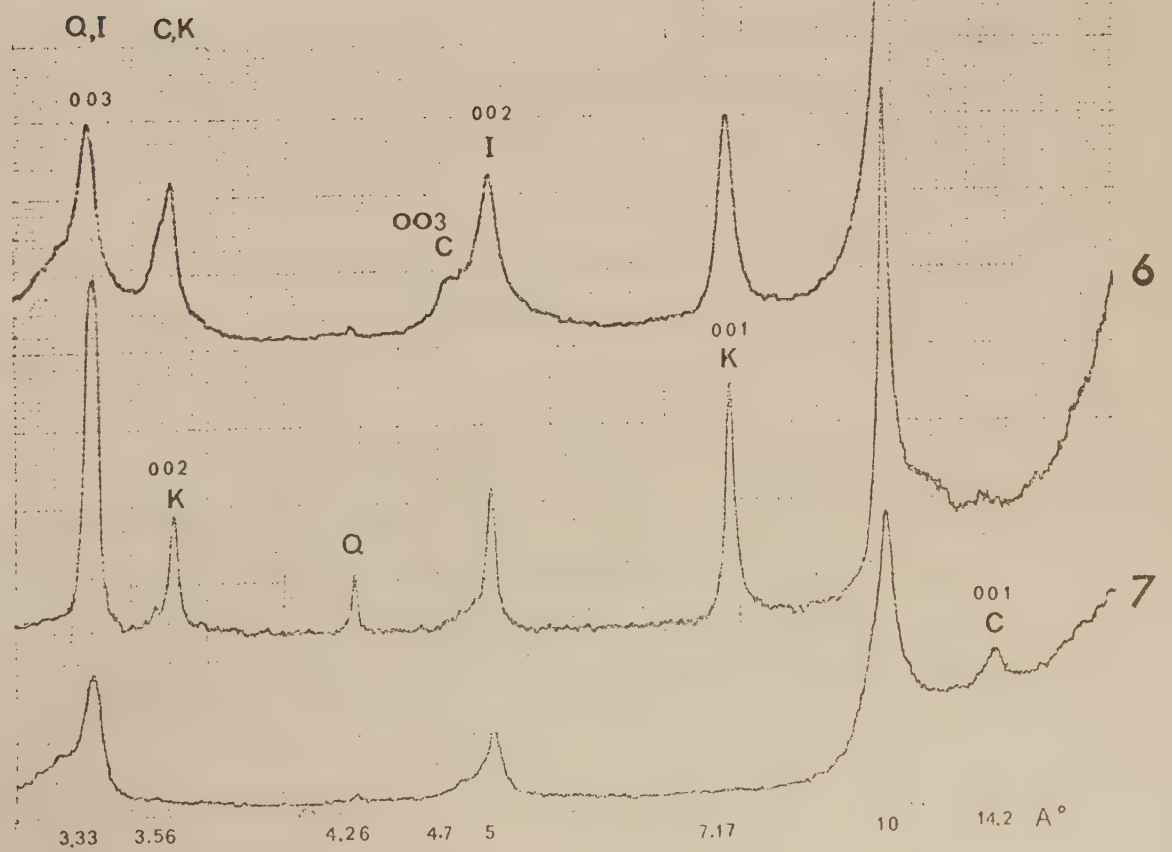
- 1 - LiCl(2N) + Cuisson à 300°C + Glycérine
- 2 - NH<sub>4</sub>Cl ( N ) .
- 3 - Glycérine .
- 4 - MgCl<sub>2</sub> ( N ) + Glycérine .
- 5 - Brut ( 2 microns ) .
- 6 - HCl (2N ) .
- 7 - Cuisson à 530° C .

8888888888  
9999999999

- M = Montmorillonite .  
C = Chlorite .  
I = Illite - Mica .  
K = Kaolinite .  
Q = Quartz .  
S = Smectite .



PHILIPS : PR 4010/00 Anticathode de Co





cristallisés, mais sensibles à la glycérine (le pic large à la base). Le pic de (002) à 5 Å° est toujours faible.

- La kaolinite se présente comme le minéral principal dans cette région. Elle est abondante et bien cristallisée. Tous les diagrammes présentent un pic (001) à 7,17 Å°, important et aigü. On la rencontre dans le vaste domaine d'Amol à Neka.

Dans les provinces caspiennes de l'Iran, la présence de couche ou de gisement de kaolinite n'a jamais été précisée par les chercheurs. On trouve seulement quelques termes généraux comme couches marneuses, argiles et chailles du Permien, du Crétacé ou du Miocène (Vindobonien) dans les écrits de J. STÖCKLIN et coll. (1964), H. RIEBEN (1966), D. L. STEPANOV et coll. (1969), A. VATAN et I. YASSINI (1969), etc...

Par contre, A. MOTAMED et H. ERFANI (1970) ont signalé la présence d'une couche argilite à kaolinite à 30 km au Sud d'Amol.

Nous pensons que les dépôts marins du Miocène sont la principale source de la kaolinite :

- 1) dans les sédiments miocènes du versant nord de l'Elbourz, la kaolinite est abondante ; de plus, l'existence de ce minéral dans les dépôts du versant sud de l'Elbourz a été signalée par H. RIEBEN (1960).
- 2) L'absence de kaolinite dans les formations plus anciennes est confirmée par de nombreuses analyses (jurassique de Langaroud et crétacé de Tchalous).

Le développement de kaolinite dans les grès et les sables du Miocène est sans doute le résultat de la filtration d'eau acide à travers les sédiments poreux (G. MILLOT, 1964) ; et l'altération ou la désagrégation mécanique de ces formations expliquerait la présence de ce minéral dans la plaine. En cer-



tains points de piedmont d'ailleurs les particules détritiques de kaolinite ont une taille supérieure à celle des particules des autres minéraux argileux.

### 3-5-2- La zone de Goharbaran (h)

Dans la région Nozarabad -Goharbaran, le terrain est marécageux et salé. La mer y est très peu profonde ; à 2,00 m de la mer, des cordons de sable hauts d'environ 5 m s'allongent en série parallèles sur une largeur de 2 à 3 km. Les sables côtiers sont très fins, sans éléments lourds. Des ripple-marks sont visibles sur toute la côte. La morphoscopie des ripple-marks et la déviation de la rivière vers l'Est à son embouchure résultent de résultat de l'orientation des vents et des vagues de la mer. En dehors de sables et des cordons de sable, les vases sableuses ont une extension importante, surtout dans la partie Est.

Le Neka est fortement limoneux, son rôle est très important dans le développement de la sédimentation argileuse de la plaine. La majeure partie du terrain est cultivée, principalement par le tabac et le riz. Le pH est toujours basique (8,5 à 8,8) et la quantité de calcaire est considérable (17 à 30 %). Nous avons prélevé des échantillons en nombreux points, mais le point dont nous allons traiter est situé près du pont (Ouest du bureau de la pêche) à 1 km au Sud de la mer.

#### 3-5-2-1- La granulométrie

Les sables côtiers et les cordons de sable (Fig. 44, courbe n° 1) sont très fins, bien triés. La taille des grains ne dépasse pas 300 microns (la médiane = 92 microns).

Dans cette région, il existe une quantité minimale de carbonate de calcium (17 %), provenant des coquilles brisées dans le transport et dissous par les eaux et par les végétations.



Traitements par :

- 1 - Glycérine .
- 2 - LiCl(2N) + Cuisson à 300°C + Glycérine
- 3 -  $MgCl_2$  (N) + Glycérine .
- 4 -  $NH_4Cl$  (N) .
- 5 - Brut ( 2 microns ) .
- 6 - Cuisson à 530° C .
- 7 - HCl (2N) .

~~~~~

B = Beidellite .

C = Chlorite .

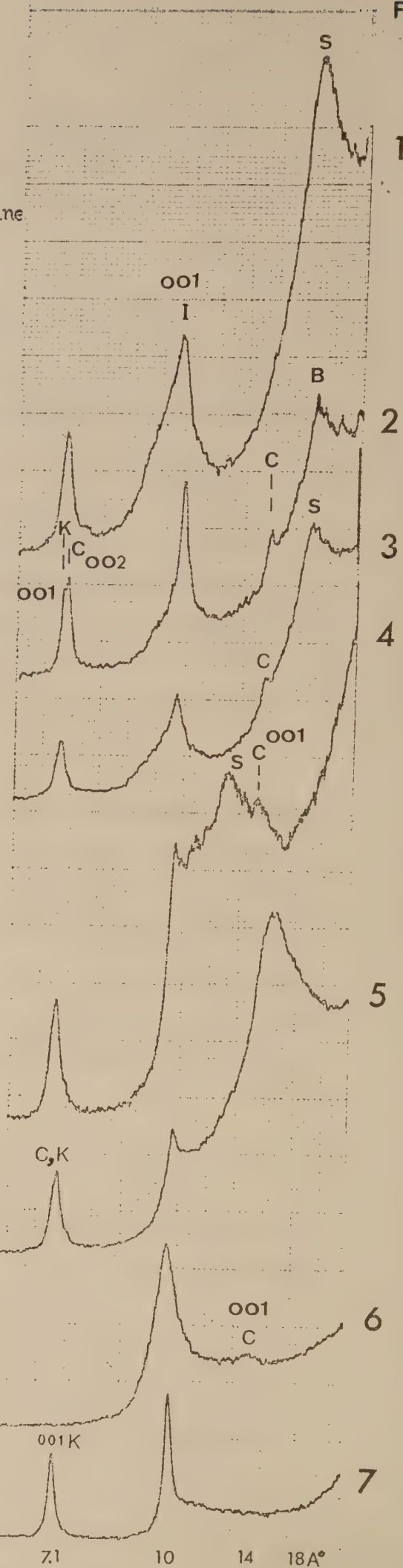
I = Illite - Mica .

K = Kaolinite .

Q = Quartz .

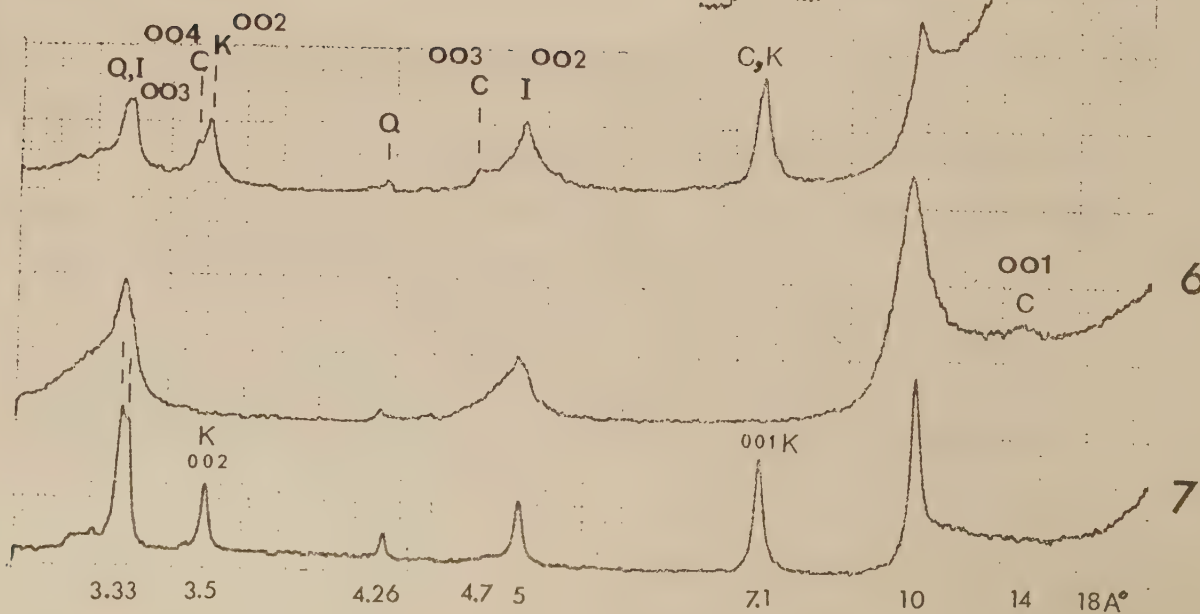
F = Feldspath .

S = Smectite .



E. AMIN SOBHANI

PHILIPS : PR 4010/00 Anticathode de Co



Les sédiments de partie peu profonde de la mer sont dans la même nature que ceux de la côte, mais plus gros (la médiane = 130 microns).

La couche argilo-sableuse h - 2 est constituée par des sables côtiers et des apports de rivière. Le pourcentage des éléments inférieurs à 40 microns atteint à 45 % (la médiane = 50 microns). Le faciès parabolique des fractions fines et aussi le faciès logarithmique (hyperbolique pour une petite partie) des sables montre que les sédiments sont déposés par excès de charge. Tandis que la couche argilo-sableuse h - 3 avec une médiane de 11,5 microns, présente des caractères identiques à ceux des sédiments de la lagune du Gorgan et des régions voisines : les éléments fins ont un faciès parabolique-logarithmique et les sables un faciès hyperbolique. Les couches inférieures avec un pourcentage élevé de particules fines (80 %) et un faible pourcentage de calcaire (13 %) possèdent les caractères des boues lagunaires.

3-5-2-2- Les minéraux argileux

L'étude minéralogique par la diffraction de Rayons X, sur deux couches h -2 et h - 3 pose quelques problèmes intéressants. Dans la majorité des argiles, il existe une proportion forte de smectite, faible d'autres minéraux (Fig. 47).

- La smectite est dominante, bien cristallisée et caractéristique vis à vis de tous les traitements. Le traitement par LiCl (2N) chauffé et glycérimé montre la présence d'une quantité considérable de la beidellite (à 18 A°), mais l'augmentation du pic à 10 A° (001) de l'illite, par rapport aux autres pics, prouve la présence de la montmorillonite vraie.

Nous avons déjà signalé qu'au Sud de la plaine (région du Neka), la teneur de la montmorillonite est plus forte que celle de la beidellite, tandis qu'au Nord la situation inversée ; c'est-à-dire qu'une grande partie de la montmorillonite est transformée en

beidellite (remplacement du Fe, G. MILLOT, 1964).

Une comparaison entre d'une part les smectites de la région du Galougah (q - 2) à Bandar Chah (n - 2), d'autre part celles de la région du Neka (hh - 6) à Goharbaran (h - 3), montre que lorsque dans un milieu, il y a diminution du Mg et augmentation du Fe, le minéral des smectites se transforme en beidellite ou nontronite.

Nous pensons que la concentration du fer dans les anciennes plages ou lagunes facilite la genèse de la beidellite, en absence de Mg. Signalons que la quantité de la beidellite est faible dans la couche h - 2.

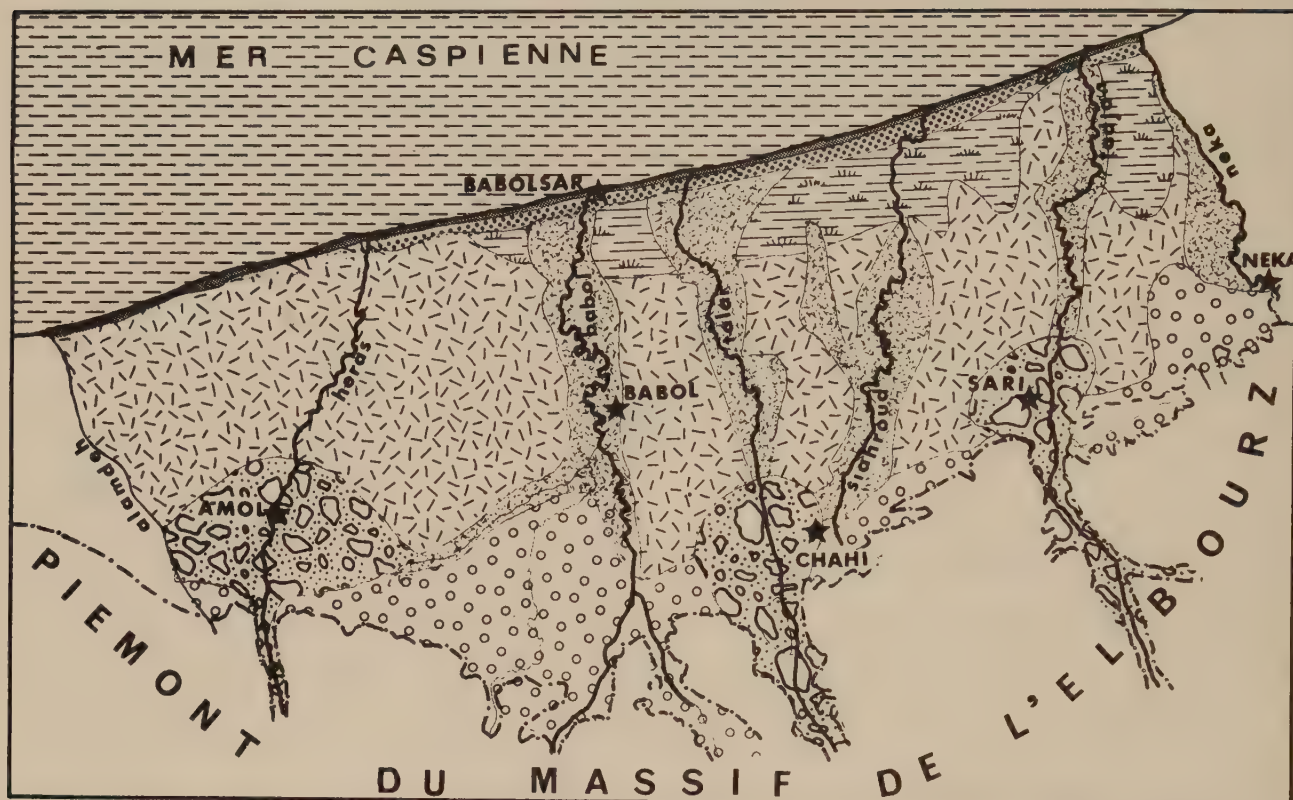
- La chlorite est détruite par chauffage et ne résiste pas à HCl (2N) à chaud. Elle est moins abondante que celle de la région du Neka. Les deux pics de chlorite et de kaolinite aux $7,1 \text{ \AA}^\circ$ (002 de chlorite et 001 de kaolinite) et $3,5 \text{ \AA}^\circ$ (004 de chlorite et 002 de kaolinite) sont nettement séparés par le traitement par LiCl (2N) chauffé et glycérimé (Fig. 47, diagramme 2).

- L'illite et mica sont moins abondants, bien cristallisés, leurs pics très larges à la base indiquent un certain gonflement.

- La proportion de kaolinite est encore forte, mais elle est moins abondante.

3-5-2-3- Morphoscopie des grains

L'étude morphoscopique et minéralogique des grains nous montre que les sables de la mer (n° 8) à une profondeur de 3 m, ont perdu la majeure partie des grains de chloritoschiste, de mica et de gypse ; les sables y sont bien usés. Le tableau n° 7 montre la situation de différents grains.



AMIN SOBHANI



Cône de déjections



Ancienne alluvions (levees)



Foot hills de l'Elbourz



Bassins



Anciennes lagunes



Dunes



Ancienne off shore

0 5 10 15 20 km

Tableau 7

Points	Quartz			Felds- path	Mica	Chlo- rito- schiste	Gypse
	E. L.	R. M.	N. U.				
h - 8 (la mer)	13	44	31	5	2	2	3
h - 1 (plage)	10	35	16	11	7	7	14

3 - 6 - La région de Sari à Farahabad

La plaine rectangulaire du Sari à Amol (60 km sur 30 km) est située entre les deux grands fleuves Tadjan et Heras. En réalité cette petite partie est couverte par des alluvions des rivières du Tadjan, du Saihroud, du Talar, du Babolroud, d'Heras et de nombreux autres petits cours d'eau (Fig. 48).

La plaine est constituée par les sédiments du massif de l'Elbourz ; le rôle des cours d'eau dans la construction de cette plaine est très important (Fig. 49).

Nous allons présenter tout d'abord les aspects généraux du massif de l'Elbourz, dont la connaissance est indispensable à l'étude géodynamique de la région, puis nous étudierons la plaine.

3-6-1- La vallée du Tadjan

La région Nord des montagnes de Siah-Kouh (Mont noir en persan, 3276 m d'altitude), Séfid-Kouh (Mont blanc en persan, 2851 m) et Hezar Djarib bénéficient de l'humidité de la Caspienne et ont de fortes précipitations (900 mm à Sarkat et davantage en montagne).

Les couches primaires affleurent dans toute la région, en anticlinaux érodés, allongés de l'Ouest au Nord-Est. Elles ont des faciès argileux et gréseux ; tandis que dans l'Elbourz central le

carbonifère inférieur est formé de calcaires noirs ou foncés avec des argiles et un peu de sables (J. STÖCKLIN, 1971).

Le crétacé est fréquent dans la région ; mais la géologie de cette région compliquée tectoniquement est imparfaitement connue.

La vallée principale du Tadjan est une vallée très caractéristique par le développement du Miocène et du Quaternaire de la province du Mazandéran.

Le Miocène se présente sous une forme plus ou moins gypsifère, accompagnée de marnes rouges, verdâtres, et de grès rougeâtres. Son épaisseur est d'environ 120 m. A Chourab (l'eau salée, en persan) la formation gypsifère est surmontée de marnes gris bleuâtre d'environ 400 m d'épaisseur ; très peu fossilifères (*Leda fragilis*). Ces formations ont été datées comme tortonien inférieur et moyen (A. VATAN et I. YASSINI, 1969, p. 985).

Les marnes rouges, grès et conglomérats avec les fossiles caractéristiques (*Trochus*, *Pleurotoma* et *Tornatina*) sont très développées dans cette région et attribuées au tortonien moyen ou supérieur.

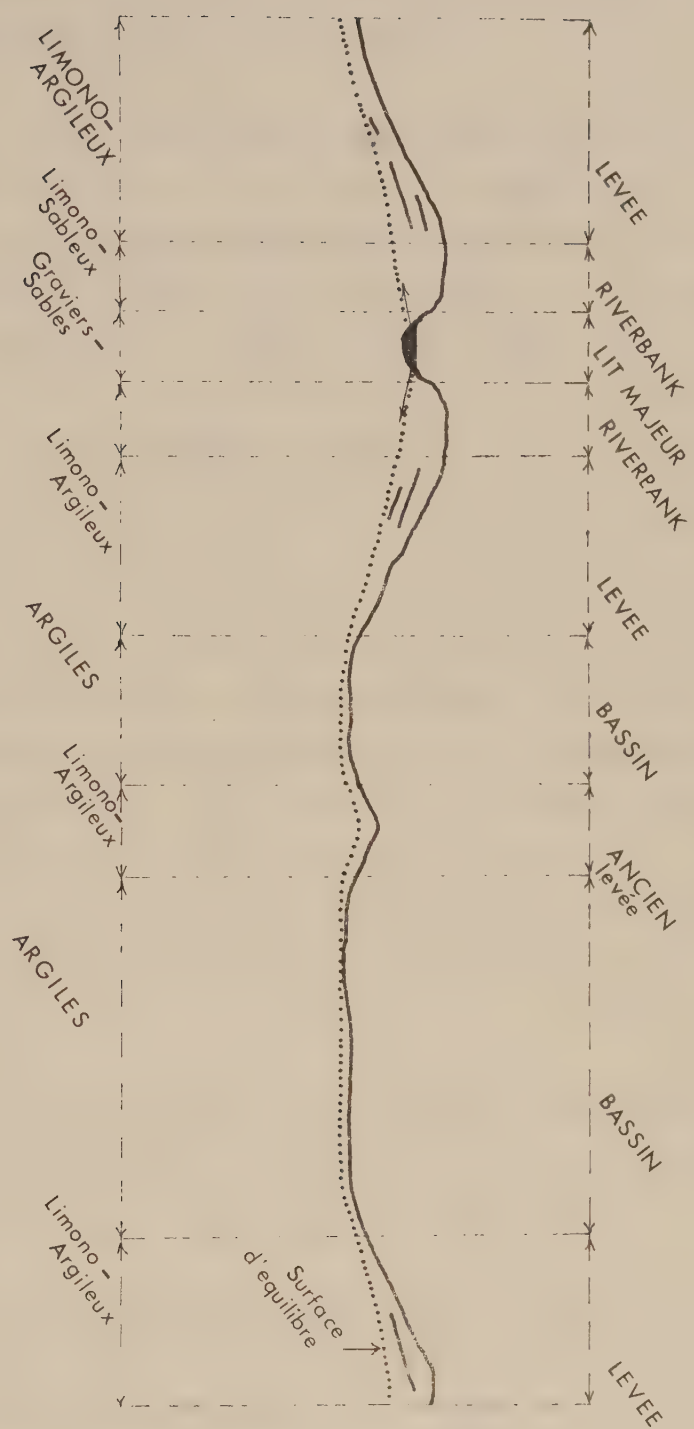
Les couches à *Spaniodontella* (J. STÖCKLIN, 1971 ; mais selon A. VATAN et I. YASSINI, 1969, "les couches à *Spondontella*") formées de grès et de marnes verts ou vert-gris, à ciment calcaire reposent sur les couches précédentes.

Les couches à *Pholas* absentes dans cette vallée atteignent ailleurs 45 m d'épaisseur. A la base, ce sont des calcaires fossilifères, des grès blanchâtres et des marnes grises que surmontent des alternances de grès et de marnes.

Au Nord, dans la basse vallée du Tadjan, au village



FIG 50 - PROFIL SCHEMATIQUE DE LA PLAINE DU MAZANDERAN



Khan Abbassi (à 8 km Sud de Sari) le Pontien continental est formé de grès sans fossiles et de marnes rouges.

La formation d'Aktchagyl recouvrant directement la série continentale, est formée de marnes grises, de grès et de conglomérats. Dans les dépôts gréseux-marneux on trouve les fossiles du Pliocène moyen : *Cardium dombra*, *Macra* sp. et *Potamides Caspius* (A. VATAN et I. YASSINI, 1969, p. 989).

3-6-2- La plaine du Sari

La haute vallée du Tadjan est très profonde, mais ses berges ne dépassent pas 10 m dans la plaine. Le lit majeur a une largeur d'environ 200 m à Sari, qui se réduit à 50 m à Farahabad. En dehors du lit du Tadjan il n'existe ni galets ni graviers dans la plaine. Celle-ci est essentiellement formée de sédiments fins et argileux (plus de 70 %). Le pourcentage de calcaire varie entre 16 à 20 %. Le pH y est toujours basique (8,6 à 8,8) ; vers le Nord à cause de la présence des sols salés, il atteint 9,3. Les bois, les rizières, des champs de coton et des marais recouvrent la plaine (Fig. 48 et 49).

Nous avons étudié les berges du Tadjan à Sari et à Farahabad (aux deux extrémités de la plaine) et une zone au centre de la plaine, c'est-à-dire dans les sols du bassin.

3-6-2-1- Berges du Tadjan à Sari (Point gg)

Au Nord du pont du Tadjan, les berges de la rivière, surtout la rive droite, présentent une bonne coupe des sédiments de la plaine. Ces berges verticales, sur une hauteur d'environ 8 à 10 m, sont constituées d'argiles rouges très résistantes. L'extension de ces argiles est grande dans la région de Sari (J. P. ANDRIESSE, 1960). Les sols riches en matières organiques sont cultivés (Fig. 52).

3-6-2-2- La granulométrie

Comme nous l'avons déjà dit les couches argileuses de ce point sont assez semblables. Les courbes granulométriques (Fig. 53) sont voisines.

La couche n° 5 contenant 50 % d'argiles (médiane = 2 microns) a un faciès granulométrique légèrement parabolique ($n = -0,9$) pour les éléments inférieurs à 1 micron, mais les fractions limoneuses et sableuses ont une granulométrie de faciès logarithmique-hyperbolique (matériaux déposés par excès de charge analogues aux vases marines peu profondes qui n'ont pas eu le temps d'évoluer sensiblement).

La couche n° 6 comportant 44 % d'argiles (médiane = 3 microns) et un grand pourcentage d'éléments inférieurs à 40 microns (91 %), a un faciès logarithmique pour ensemble de sédiment, mais les éléments entre 1 et 10 microns ont un faciès logarithmique-parabolique.

Compte-tenu de la forme caractéristique des courbes granulométriques d'une part, de l'absence des graviers et des sables grossiers d'autre part, on peut dire que la sédimentation des matières est faite en milieu deltaïque calme ou littoral protégé.

La courbe granulométrique n° 7 appartient aux sédiments du bassin. La similarité entre les sables et les limons de deux courbes n° 6 et 7 est très grande. Du point de vue minéralogique ils ont les caractères communs.

3-6-2-3- Les minéraux argileux

L'étude minéralogique au diffractomètre a donné les résultats suivants (Fig. 55).

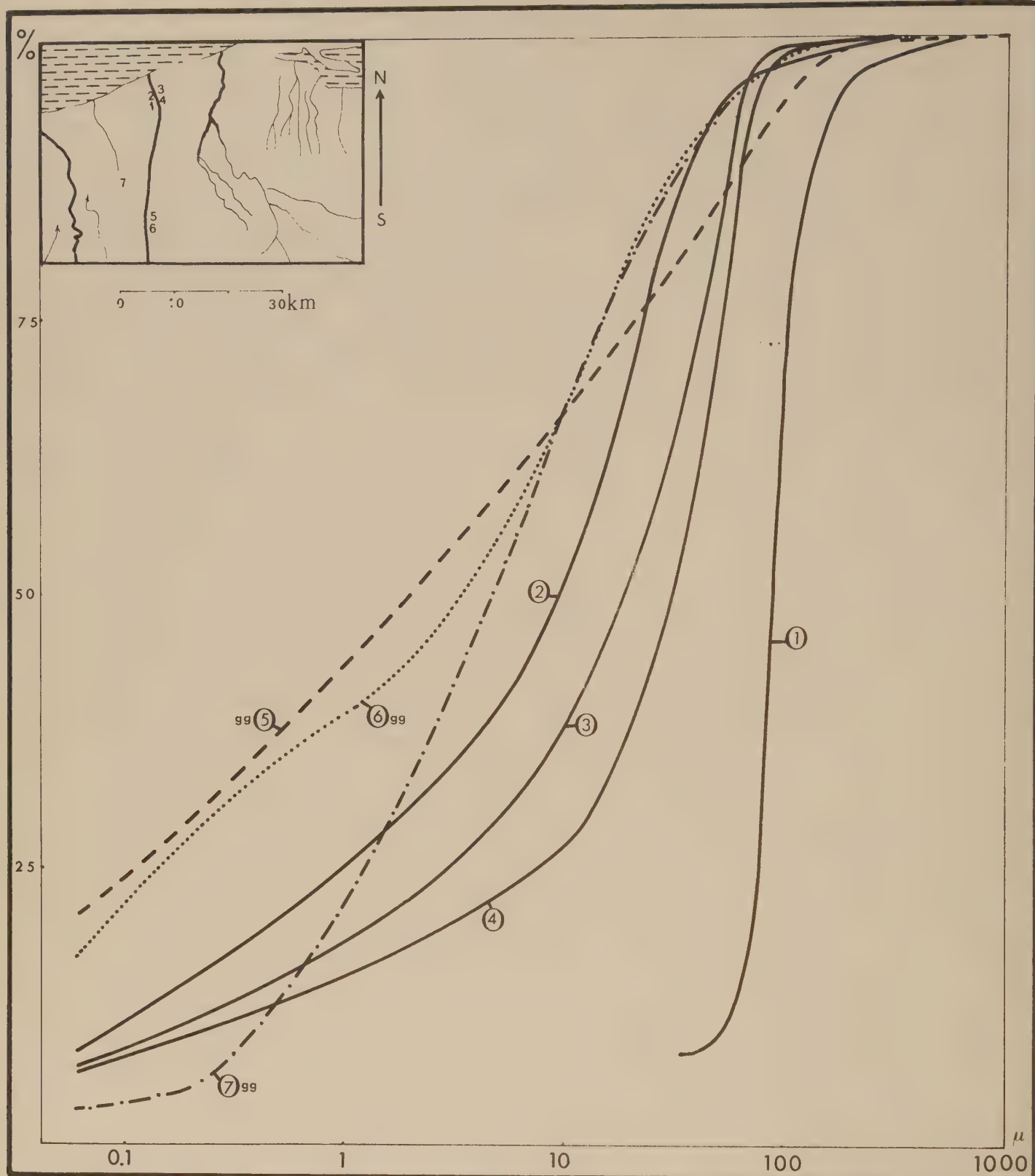
Fig : 51

	Couches	Md μ	e ment (Qd)	F.Fines		CO ₃ Ca %	pH	Symétrie
				2 %	40 %			
4	Sables argileux 1 - 1.30 m	32.0	0.43	18	60	25.0	8.3	+0.19
3	Sables argileux 0.4 - 0.7 m	19.5	0.58	22	72	22.5	8.7	+0.24
2	Sables argileux 0.60 - 0.80 m	10.0	0.70	30	90	22.5	9.2	+0.31
1	Sables fins plus de 1.5 m	90.0	0.06	-	8.5	33.0	9.3	+0.01

gg

Fig : 52

	Couches	Md μ	Classe- ment (Qd)	F.Fines		CO ₃ Ca %	pH	Symétrie
				2 %	40 %			
6	Sables argileux 0.5 - 1.2 m	15.0	0.62	22	54	15.0	8.2	+0.15
	Limons argileux 3.0 - 3.4 m	3.6	1.01	44	91	17.0	8.7	+0.38
5	Limons argileux 3.8 - 4.5 m	2.0	1.15	50	82	16.0	8.7	+0.11



courbes semi - logarithmiques .

g = la côte

AMIN SOBHANI

COURBES DE FREQUENCE BILOGARITHMIQUES .

1) La teneur de la chlorite est faible. Ce minéral altéré se dégrade sous l'action de HCl (2N) à chaud et la cuisson à 490°C et 530°C. La diminution de chlorite dans les sédiments et surtout la dégradation de ce minéral, de l'Est à l'Ouest, est très considérable.

2) L'illite et mica ont subi un affaiblissement remarquable, mais sont encore abondants et quelque peu gonflants (pics larges à la base).

3) Les deux pics à 7,1 Å et 3,5 Å de kaolinite et de chlorite se séparent après traitement par LiCl (2N), chauffage et action de la glycérine. La kaolinite est abondante et bien cristallisée.

4) La smectite est dominante, mais mal cristallisée. Le traitement au LiCl montre que le minéral est une montmorillonite (Fig. 55).

5) Les minéraux détritiques sont présents dans les sédiments; les feldspaths sont fréquents dans les éléments grossiers.

En tenant compte des alluvions du Tadjan (les montagnes) d'une part et du passé de la plaine (milieu marin) d'autre part, il est très difficile de préciser l'origine des minéraux argileux de cette région.

3-6-3- Farahabad (le point g)

La partie nord de la plaine du Sari comprend deux zones différentes : la première, une côte sableuse avec les cordons de sable au Nord, et la deuxième, un terrain marécageux et argileux au Sud.

La côte est plate, sans galets, ni graviers ; mais à 200-300 m de la mer des cordons sableux allongent en séries paral-

lèles, sans arbres et sans végétation. Au courant des dernières années les dunes de Farahabad ont été aplanies pour l'installation de plages. En arrière des dunes et des cordons sableux, la plaine aux sols légèrement ou très salés porte des bois, des marais et des fermes. Les nombreuses méandres du Tadjan s'étendent au milieu de ces dépôts. A 500 m de la mer, il dévie à l'Est et se jette à la mer près de Farahabad.

Le point d'échantillonnage se situe sur la rive droite du Tadjan à environ 1 km de la mer (Fig. 51).

La coupe est la suivante :

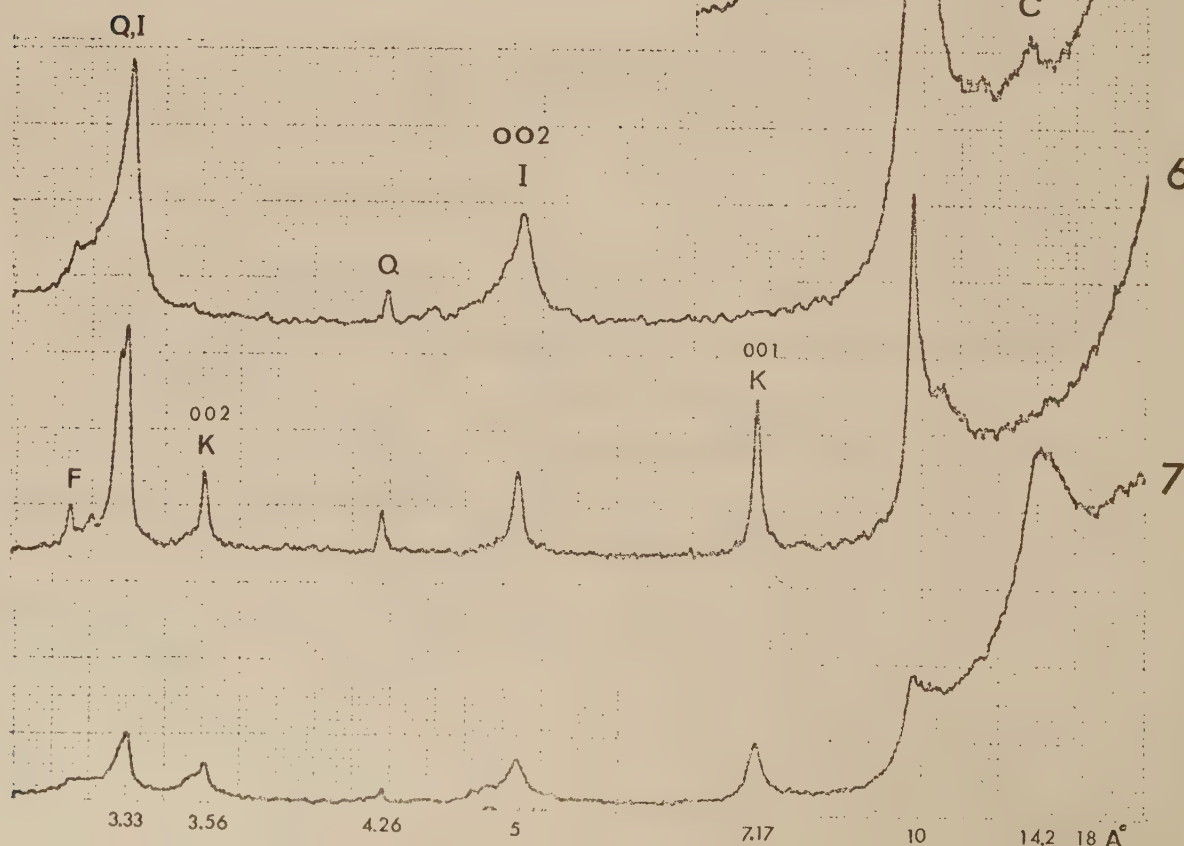
- 1) sables fins à ciment calcaire, la médiane = 90 microns ; CaCO_3 33 %, l'épaisseur de la couches plus de 150 cm ; pH = 9,3
- 2) boue argileuse rouge très solide, médiane = 10 microns ; CaCO_3 22 %, épaisseur 50-60 cm, pH = 9,2
- 3) boue argilo-sableuse rouge, médiane = 19,5 microns, CaCO_3 22 %, épaisseur 20-40 cm, pH = 8,7
- 4) sable argileux très fins, médiane = 32 microns ; CaCO_3 25 %, épaisseur 30-50 cm, pH = 8,8.

3-6-3-1- La granulométrie

Tous les sédiments de la région dont la médiane se situe entre 10 et 90 microns ont des courbes granulométriques analogues. Une couche sableuse (Fig. 51, n° 1) très épaisse (plus de 1,5 m) et formée d'éléments très bien classés atteste que c'est visiblement un sédiment de plage ; tandis que les couches fines supérieures présentent des faciès parabolique et puis logarithmique-hyperbolique indiquent un retour à une sédimentation plus fluviatile par suite du recul de la mer.

- 1 - Glycérine .
- 2 - $\text{LiCl}(2\text{N})$ + Cuisson à 300°C + Glycérine
- 3 - MgCl_2 (N) + Glycérine .
- 4 - NH_4Cl (N) .
- 5 - Cuisson à 530°C .
- 6 - HCl (2N) .
- 7 - Brut (2microns) .

B = Beidellite .
C = Chlorite .
I = Illite - Mica .
K = Kaolinite .
Q = Quartz .
F = Feldspath .
S = Smectite .



E. AMIN SOBhani

3-6-3-2- La morphoscopie des grains

Dans les sables de plage et des dunes de Farahabad il existe une forte quantité de quartz (55 à 65 %). L'abondance des minéraux lourds (10 à 17 %) change la couleur et l'aspect de sédiments sableux.

Les feldspaths (8 à 13 %), les micas (4 à 7 %) et le gypse (5 à 9 %) sont assez abondants. Les grains sont en majorité parfaitement ronds, mats. La quantité de quartz E. L. et N. U. ne dépasse pas 25 % ; tandis que au Sud (le point gg Sari) les grains grossiers sont formés de quartz N. U. et de paillettes de micas (plus de 30 %).

3-6-3-3- Les minéraux lourds

Les éléments lourds sont moins abondants (10 à 17 %) dans cette région. La concentration de ces minéraux au bord de la mer est considérable. La magnétite est fréquente ; les autres minéraux lourds sont l'augite, la hornblende brune et l'olivine (rare). Comme nous avons déjà dit la quantité des éléments lourds diminue d'Ouest en Est.

3-6-3-4- Minéralogie des argiles

L'étude minéralogique par la diffraction de rayons X nous montre une diminution générale de la chlorite et de l'illite-mica, par rapport aux sédiments de Sari (Fig. 56).

- La smectite est dominante, mais mal cristallisée. Après traitement par LiCl (2N) chauffé et glyciné, on peut observer un accroissement considérable du pic à 10 A° (présence de montmorillonite) et une augmentation imprécise à 17 - 18 A° (présence de beidellite).

- La chlorite étant instable vis à vis de HCl

(2N) et au chauffage (sauf le pic de 001), est moins abondante.

- L'illite et le mica sont présents dans tous les sédiments, ils sont sensibles aux gonflements (large à la base).

- Il n'y a pas de modification de la kaolinite.

- Les éléments détritiques : le quartz est fréquent, mais les feldspaths sont peu abondants dans les éléments inférieurs à 2 microns.

3 - 7 - L'Elbourz central

La région centrale du massif de l'Elbourz a fait l'objet d'études plus approfondies que les parties orientale et occidentale. C'est dû aux deux grands facteurs suivants :

1) l'existence du volcan de Demavend et sa position particulière, a attiré l'attention des chercheurs ;

2) les possibilités de recherches : les routes assez nombreuses, les vallées multiples, la proximité de Téhéran (maximum de 100 km de distance) etc. . . , ont facilité les recherches.

Les études géologiques de BOGDANOVITCH K. I. (1887-1890), de la mission scientifique de J. de MORGAN (1895), de A. F. STAHL (1909) et d'OVTSINKOV A. (1930) sur l'Elbourz sont les études fondamentales, mais les recherches de A. RIVIERE (1931 - 1936) sont la référence de base pour tous les chercheurs postérieurs comme RUTTNER A. (1961), DRESCH J. (1961), GANSSEER A. (1962), ASSEROTO R. (1963-1969), LORENZ C. (1964), DELLENBACH J. (1964), GLAUS M. (1964-1966), FLÜGEL H. (1964), GAETANI M. (1965), FANTINISESTINI N. (1965-1968), BARNARD P. D. W. (1965-1968), STEIGER R. (1966), ALLENBACH P. (1966), DEDUAL E. (1967), et MEYER S. P. (1967).

L'Elbourz central est presque situé entre deux grandes vallées du Tchalous (Alam-Kouh) et du Talar (Firouz Kouh), dont de nombreux cours d'eau apportent les éléments détritiques à la Caspienne.

Le Paléozoïque affleure dans les noyaux anticlinaux parfois couchés dans une zone bordée au Nord et au Sud par des affleurements mésozoïques. Les piedmonts (Foot Hill) nord en Mazandéran (du Neka à Alamdeh) sont formés de conglomérats de Miocène. L'Eocène et l'Oligocène sont inconnus dans cette région.

En raison de l'importance de la sédimentation déritique dans la constitution de la plaine de Mazandéran, nous rappellerons les caractères géologiques des vallées de grandes rivières (Talar, Heras et Tchalous).

3-7-1- La vallée du Talar

La première vallée transversale de l'Elbourz central (à l'Est) est la vallée du Talar. Cette vallée est remarquable par la direction SW - NE. Le Talar a creusé le bassin versant nord de l'Elbourz dans la région de Gadouk à Chahi. Il a attiré toutes les eaux, et par le fait même, les sédiments des montagnes septentrionales du Firouz-Kouh, de la crête du Gadouk, du Savad-Kouh et du Pol-é-Séfid. Les têtes de la vallée (anticlinal primaire de Gadouk, 2400 m) sont situées dans les couches "vieux Grès Rouges" de formation Lalun (Cambrien inférieur), moins résistantes que les calcaires carbonifères qui les surmontent, puis dans les calcaires carbonifères mylonitisés. Viennent ensuite des calcaires noirs intercalés entre Permien et Lias dans une petite partie de la vallée, auxquels font suite les couches gréso-marneuses du Lias.

Au Nord, les couches gréso-marneuses contiennent des intercalations de houille. On observe les couches du Jurassi-

que, en général des calcaires gris claires dans la grande partie de la région. Selon A. RIVIERE (1933, p. 169-170) les calcaires du Trias sont légèrement cristallins, mais ceux du Jurassique supérieur sont souvent lithographiques.

Au Sud de Doab (deux cours d'eau, en persan) les calcaires triasiques réapparaissent dans le bassin affluent de la rive droite du Talar, la vallée principale est creusée dans les couches liasiques. Les falaises calcaires du Jurassique supérieur dominent le flanc gauche de la vallée. Dans cette région l'activité éruptive est assez importante, car la base des couches liasiques est marquée par un fort développement de coulées basiques.

Dans la région nord du Doab jusqu'à Pol-é-Séfid, la vallée est très profonde. Les terrains du Jurassique et du Crétacé affleurent largement. Les couches jurassiques forment un complexe marno-gréseux, relativement plastique ; le Crétacé est peu développé.

Les terrains tertiaires sont en général des dépôts lacustres, des conglomérats, des calcaires marins, des grès et des argiles. Le développement de ces formations est très remarquable dans toute la région du Mazandéran.

Dans la vallée de Kesliyan (affluent du Talar, à l'Est), les argiles et les marnes rubanées du Tortonien inférieur-moyen, à "*Leda fragilis*" (A. VATAN et I. YASSINI, 1969, p. 985), sont très développées. De plus en aval du village de Amir Kola, alternent des marnes rouges, des grès et des conglomérats, sur une épaisseur de 160 à 240 m. Les lamellibranches *Hervillia* et *Macra* sp., les gastéropodes comme *Trochus*, *Pleurotoma* et *Tornatina* datent cette formation d'âge Tortonien moyen-supérieur (A. VATAN et I. YASSINI, 1969, p. 987).

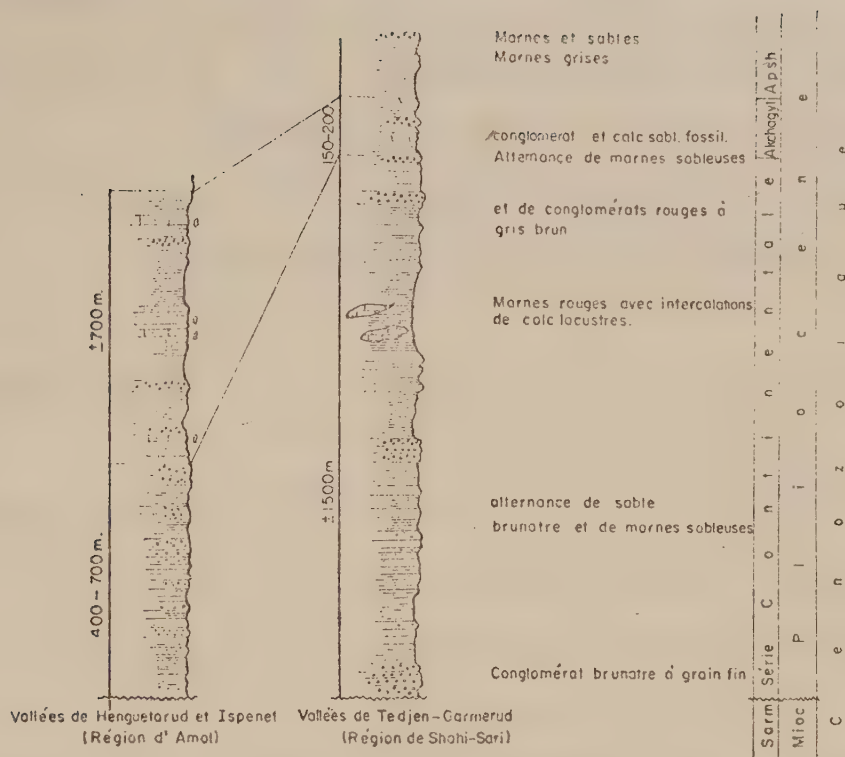


FIG. 58 — Pliocène du nord de l'Elbourz.

Ere	Périodes ou étages	Epaisseur m	Caractères généraux
QUATERNAIRE	Dépôts recents de Caspienne	Quelques m	Caractérisés par <i>Cardium edule</i> L .
	Dépôts anciens	450 (Mazanderan)	Argiles saumâtres , sables ; caractérisés par <i>Corbicula</i> et <i>Diacna</i> . Puits M - 1 .
	Bakou (étage)	600 (Mazanderan)	Argiles saumâtres , sables ; caractérisés par <i>Candona</i> et <i>Callistocythere</i> . Puits M - 1
PLIOCENE	Apchéron (étage)	650 m Gorgan	Argiles , sables , marnes et calcaires ; caractérisés par <i>Leptocythere</i> . Puits No 3.
	Atchagyl (étage)		Argiles , argiles schisteuses , grès et calcaires (en Gorgan et Gonbad - é - Qabous) caractérisés par <i>Avimactra subcaspica</i> et <i>A. karabugasica</i> ; Ostracodes de <i>Leptocythere</i>
	Tchelken (séries)	800 Puits Go - 3	Argiles brunes , marnes , grès et conglomérats avec les ostracodes de l'eau fraîche , caractérisés par <i>Ilyocypris</i> et <i>Stenocypris</i>
PONTIEN - PLIOCENE	Les séries continentales (Pontien - Pliocène)	1400 Puits M - 2	Conglomerats , marnes , grès et grès boueux .
E N E C O M I N	Sarmatien	quelques centaines de mètres	Argiles , grès , sables et marnes ; caractérisés par <i>Buccinum</i> , <i>Cardium</i> , <i>Mactra</i> , <i>Solen</i> , <i>Tapes</i> , <i>Trochus</i> , etc .. - Mazanderan
	Pholas (couches)	100	Argiles , grès , marnes et calcaires marneux ; caractérisés par <i>Pholas</i> Sp - Mazanderan
	<i>Spaniodontella</i> (couches - Vindobonien sup.)	100	Argiles verts- grises , marnes , grès et calcaires sableux avec <i>Spaniodontella</i> Sp .
	Vindobonien	Mazanderan	Marnes ; marnes sableuses , conglomerats , grès , gypse et lignite ; caractérisés par <i>Leda fra-</i> <i>tilis</i> Chem <i>Cardium vindobonense</i> Partsch.

A certains endroits de la vallée, comme Ali abad près de Pol-é-Séfid, on a trouvé des Helix du Pontien. La formation d'Aktchagyl, formée de grès, de conglomérats à grain fin et de marnes gris se retrouve en aval de la vallée (Fig. 57).

3-7-2- La plaine du Mazandéran- du Chahi à Babol

On divise la plaine alluviale du Mazandéran occidental en deux parties : la haute plaine (la partie supérieure de 0 m d'altitude) et la basse plaine (la partie inférieure à 0 m).

La haute plaine occupant la majeure partie de la région est formée de graviers, de sables et également de sédiments fins provenant des alluvions du Siahroud. Le terrain est fortement boisé et à cause de cette végétation l'action de l'érosion est faible.

La basse plaine est formée d'alluvions fines, déposées soit dans un milieu marin récent, soit dans un milieu continental. En effet, les sédiments s'y trouvent pêle-mêle : argiles, sables fins et calcaires.

Du point de vue de géomorphologie, la région présente un aspect analogue à celle de Sari, c'est-à-dire qu'on y trouve des cônes de déjections, des levées et des bassins (Fig. 49), mais elle est relativement plus élevée que la plaine de Sari. Dans l'ensemble, la pente douce permet la divagation des cours d'eau et facilite :

- le développement et l'évolution des réseaux d'hydrographiques ;
- l'épandage des apports solides dans la plaine.

Les lits actuels des trois rivières, Siahroud, Talar et Babolroud ne dépassent pas 300 m de largeur, mais le domaine des sols de levées atteint parfois 10 km (à Djouybar). Les blocs et

les galets se présentent aux piedmonts et dans les lits de cours d'eau. En aval ils sont moins abondants ou n'existent plus. Dans le lit majeur les sables sont nettement usés.

Les sols de levée ayant un pourcentage remarquable de calcaire (environ de 20 %) et de sable (plus de 50 %) sont couverts par des bois ou des vergers (orangeries).

Les sols du bassin, c'est-à-dire les boues argileuses remplissent l'espace entre les levées. Ces sols sont cultivés et conviennent aux rizières, aux champs de coton et aux céréales.

Au Nord, le terrain est assez marécageux et légèrement moins salé que dans la région du Goharbaran ; mais à Djouybar les sols et les eaux souterraines (jusqu'à 50 m de profondeur) sont salés. Nous pensons qu'en raison de la permabilité de sols de levées, les sels dissous sont extraits du milieu par l'action lessivage et s'accumulent dans les sols du bassin (Fig. 49, 50).

En certains points, surtout sur les berges du Talar et du Siahroud on observe une ou deux couches noires épaisses de 20 à 30 cm, et profondes de 2 à 3 m. La présence de ces couches riches en matières organiques, en sulfures et parfois en déchets tourbeux montre que cette zone était antérieurement marécageuse.

Au Nord, vers la mer, il existe des dunes et des cordons sableux. La mer est plus profonde qu'à l'Est, mais le rivage est encore plat. Le domaine des sables côtiers de Farahabad à Babolsar est très vaste, il n'existe ni eau, ni arbre. La côte est recouverte de systèmes dunaires peu élevées et sur 60 km, la côte est pratiquement déserte et dépourvue.

Les sédiments de cette région sont généralement grossiers par rapport à ceux de l'Est du Mazandéran et du Gorgan. Leur pourcentage de calcaire coquiller est très important (10 à 20 %).

C

Fig : 59

	Couches	pH	CO ₃ Ca %	F.Fines		Md μ	Classe- ment (Qd)	Symétrie
				2 %	40 %			
3	Sables 2.0 - 2.5 m	8.5	20.0	-	2.5	175	0.19	-0.01
4	Sables fins 1.1 - 1.5 m	8.5	12.7	10	34	65	0.25	+0.17
5	Limons sableux plus de 2 m	8.0	11.0	11	47	44	0.26	+0.14

d

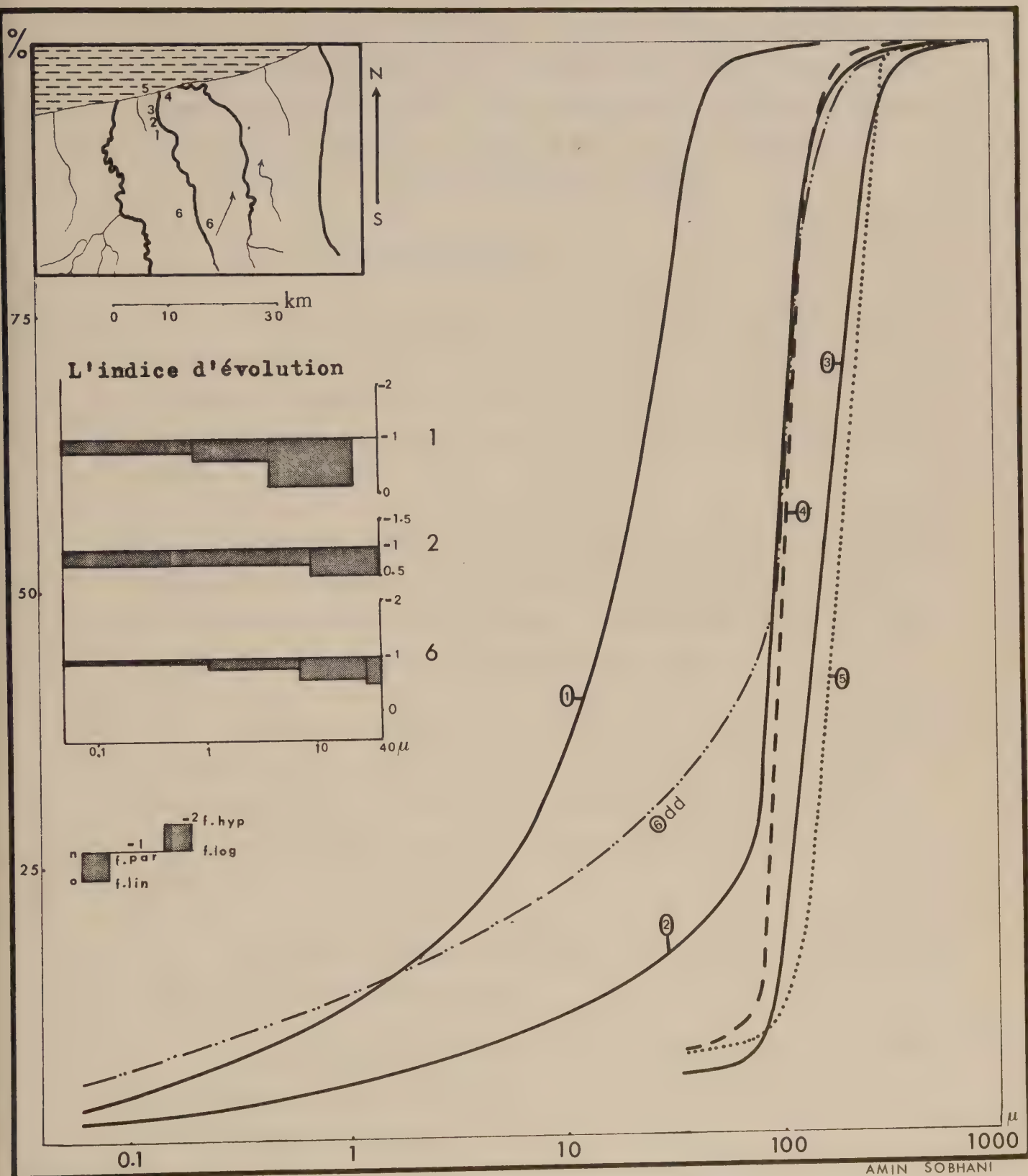
Fig : 60

	Couches	pH	CO ₃ Ca %	F.Fines		Md μ	Classe- ment (Qd)	Symétrie
				2 %	40 %			
3	Sables 2.0 - 2.5 m	9.1	23.0	-	7	160.0	0.13	0
2	Sables fins 1.2 - 1.4 m	4.8	3.0	7	19	95.0	0.12	+0.02
1	Limons argileux plus de 1.5 m	8.4	12.0	17	90	17.5	0.38	+0.12

d TALAR , MIROUD

(Les courbes granulométriques)

Fig : 61



courbes semi - logarithmiques .

dd = la plaine .

d = la côte .

AMIN SOBHANI

L'étude des argiles révèle certaines similitudes avec celles que nous avons étudiées dans la région du Sari, mais du point de vue de la minéralogie et de la morphoscopie des sables, quelques nouveautés, surtout à l'Ouest, sont à remarquer. Les points d'échantillonnage correspondent au Chahi (ville), au Talar (rivière), au Miroud (rivière), au Babol et Babol Sar (villes).

3-7-2-1- La granulométrie

Les courbes granulométriques des alluvions du Talar et du Siahroud dans la zone du Chahi montrent que les argiles et les limons sont moins abondants (25 à 30 %). Les médianes varient entre 230 et 320 microns, mais la taille des grains peut dépasser 5 mm.

Les sédiments sablo-argileux du bassin entre le Talar et le Siahroud (Fig. 61, dd - 6) sont fins. Ils ont un faciès granulométrique parabolique (origine fluviale). Les éléments grossiers sont bien triés, bien érodés, à un faciès logarithmique.

Au Nord, à Miroud (le point d), les couches n° 1 et 2 constituées d'argiles et de limons épais ont été déposés par des courants (Fig. 60). Les fractions fines ont un faciès parabolique, tandis que les sables ont un faciès logarithmique-hyperbolique (Fig. 61).

La courbe granulométrique n° 3 correspond à la couche supérieure et à des sables côtiers.

Une médiane 105 microns, un indice de classement 0,08 Qd et un indice de symétrie égal à 0 (courbe n° 4) caractérisent les sables de dunes du Miroud.

Enfin la courbe n° 5 montre état des sédiments marins à 1 m de profondeur qui granulométriquement sont des sédiments de

plages typiques.

3-7-2-2- Morphoscopie des grains

L'étude morphoscopique des grains montre une augmentation des quartz anguleux. L'augmentation de ces quartz indique que les grains ont été écrasés sans avoir l'occasion d'être usés.

Les sables de la côte et les sables dunaires sont très fins et arrondis sous l'effet des vents et des vagues.

Tableau 8

Points	Quartz			Feldspaths	Eruptifs et minéraux lourds
	E. L.	R. M.	N. U.		
La mer (d - 5)	6	17	54	11	12
La plage (d - 3)	21	26	15	14	24
La dune (d - 4)	14	43	21	8	14

3-7-2-3- Les minéraux lourds

La présence d'une quantité assez forte de minéraux lourds et de débris de roches éruptives dans les sédiments de la région du Chahi montre que le Talar a pu apporter les matières éruptives de la région du Doab vers la plaine du Chahi. Ces minéraux consistent en : biotite, hornblende verte et brune, augite, épidote, magnétite et rarement olivine. Leurs pourcentages varient d'un échantillon à l'autre. Les alluvions du Talar sont plus riches en minéraux que les sédiments de la plaine.

Au Nord, sur la côte, il y a une augmentation remarquable de magnétite et d'augite ; par contre une diminution pour des autres minéraux, sans doute par suite des phénomènes d'altération dans des milieux acides (sols marécageux).

3-7-3- La petite plaine de Babol

La région de Babol-Babolsar est couverte par les alluvions de Babolroud, la rivière qui prend sa source au versant nord de Savad Kouh.

Les alluvions des deux principales branches du Babolroud (Sédjaddroud et Kolaroud) ont construit une haute plaine au Sud de Babol. Les galets, les graviers et une quantité faible de fractions fines, surtout dans les couches profondes, sont les composants essentiels de ces terrains perméables. Partout, on y trouve des bois, des orangeries, des vergers et dans certains points des rizières.

Vers le Nord, à Babol (- 5 m d'altitude) les blocs et les galets ont disparu ; par contre la teneur des particules fines augmente (environ de 60 %) et en raison de la pente douce de la plaine (1 m/km) le Babolroud forme de nombreuses méandres. Le domaine de levées est très étendu. Dans le lit de la rivière il n'y a ni galets, ni graviers. En dehors de levées, le terrain est marécageux ou occupé par les rizières. La présence de matières organiques, la végétation et les eaux peu acides ont transformé et décomposé les sols superficiels. Le pourcentage de calcaire est souvent faible, mais s'accroît dans les couches inférieures (à 2 m de profondeur, il atteint 12 à 15 %).

Vers la mer, les argiles et les limons commencent à diminuer, tandis que la proportion des sables augmente progressivement en sorte qu'à 5 km de la mer, il n'existe plus d'argiles ; mais seulement des dunes et des cordons de sable. Les sables côtiers, les dunes et les cordons de sable ont des caractères identiques à ceux précédemment.

A Babolsar, le terrain situé en arrière des cordons

de sable est encore marécageux, mais à l'Ouest, par suite de l'importance des dunes, il s'est asséché. Dans la partie asséchée, les sols et même les eaux souterraines ne sont pas salés. En principe comme nous l'avons signalé de l'Est à l'Ouest la salinité diminue dans la mer, dans les sols et les côtes. Le climat aussi change de l'Est à l'Ouest. C'est pour cette raison que : villes, villages, villas personnelles, centres touristiques et camps militaires se sont installés sur la côte ouest du Mazandéran, c'est-à-dire de Babolsar à Ramsar. Il faut remarquer que la situation géologique et géographique de la côte est du Mazandéran n'est pas favorable aux installations rurales ou urbaines, tandis que dans la partie de l'Ouest, par suite de la proximité des montagnes et de la mer, la plaine côtière est très étroite, il n'existe plus de marais, de dunes ou de cordons de sable. Par contre les petites flèches et les cordons littoraux sont abondants aux embouchures des rivières.

3-7-3-1- La granulométrie

Les courbes granulométriques nous montrent que du Sud au Nord de la basse plaine, la teneur en sable augmente graduellement, de sorte qu'il n'y a plus guère d'argiles au voisinage immédiat de la côte.

A Babol, en dehors des sols superficiels, les courbes granulométriques des sédiments fins dont le pourcentage s'élève de 70 %, présentent un faciès parabolique, celui des particules grossières est hyperbolique (Fig. 62, cc - 7).

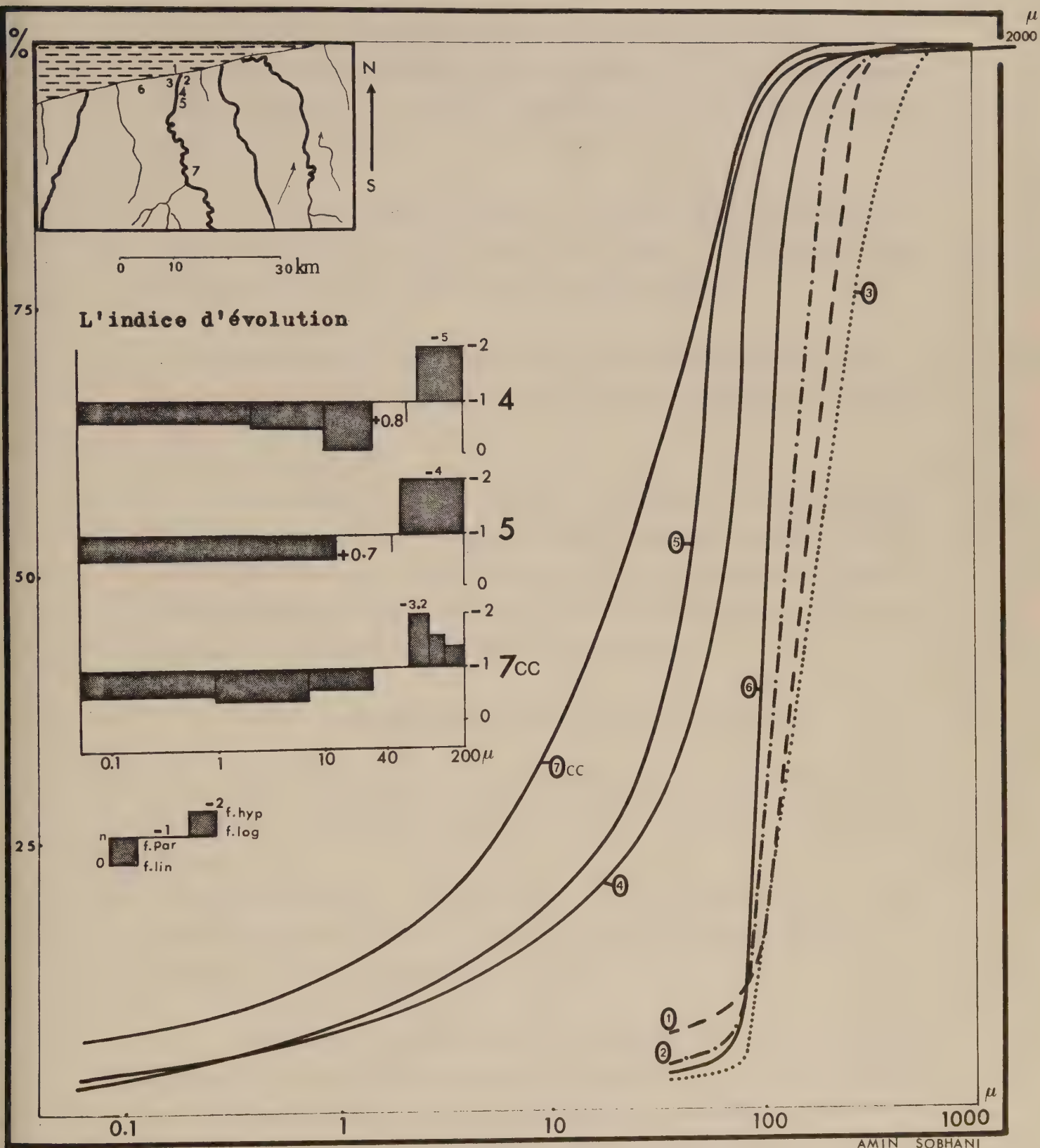
Dans les levées, les fractions fines sont moins abondantes, par contre les graviers et les sables sont fréquents. En tous cas, les courbes granulométriques correspondent au faciès parabolique.

A Babolsar (le point c), à 5 km de la mer, les couches sablo-limoneuses se situent à une profondeur de 2 à 3 m (n° 4 et 5).

C BABOL , BABOLSAR

(Les courbes granulométriques)

Fig : 62



Courbes semi - logarithmiques .

c = La côte .

cc = La plaine .

AMIN SOBHANI

Pour les argiles et les limons, les courbes bilogarithmiques montrent un faciès parabolique ; pour les sables, un faciès logarithmique-hyperbolique. Ce sont les sédiments fluviaux, déposés sur une plage.

La couche supérieure (n° 3) et la dune (n° 2) contenant les sables fins et bien classés présentent le faciès caractéristique des sables côtiers et les dunes (faciès logarithmique).

L'échantillon c - 1 appartient aux sédiments de la mer à une profondeur de 2 m. Les sables y sont bien érodés et plus fins que ceux de la côte.

La couche c - 6 représente les sables fins des dunes de Babolsar. Ils sont bien triés ayant des indices de classement 0,06 Qd et de symétrie égal 0. Les sables, de 80 à 130 microns de diamètre constituent la plus grande partie (70 %) de sédiments. Tous les sables ont un faciès logarithmique-hyperbolique.

3-7-3-2- Morphoscopie et minéralogie des sables

Les grains, que nous avons étudiés, ont une dimension de 630 microns. Les pourcentages de différents éléments sont les suivants :

les quartz 57 à 65 %, les feldspaths 10 à 15 %, les micas (la muscovite et parfois la biotite) 8 à 13 %, les minéraux lourds et les débris de roches volcaniques 18 à 22 %.

Les grains sont presque arrondis et émoussés, surtout ceux des dunes. La proportion de quartz transparents est assez faible (12 à 15 %), par contre les quartz laiteux abondent ainsi que les quartz légèrement jaunâtres et "ronds mats". Ces derniers prouvent l'influence des courants marins, des vagues et des vents sur les grains. Ils constituent 18 à 40 % des sables. Il est bien évident que les dunes en possèdent une quantité maximale.

La concentration des minéraux lourds au bord de la mer est très remarquable. Vers le Sud, à Babol, les éléments sont anguleux. Le pourcentage de roches volcaniques et les micas est plus élevé que dans les sédiments de la côte ; de plus les quartz transparents, non usés, parfaitement anguleux sont en quantité considérable par rapport aux différentes variétés du quartz.

3-7-3-3- Les minéraux lourds

Les alluvions du Babolroud principalement les sables de la plage du Babolsar, comportent une quantité très importante de minéraux lourds. A l'Ouest, le stock sédimentaire est influencé par les apports solides du Heras ; riches en matériaux d'origine volcanique. Les minéraux que nous avons rencontrés dans les différents échantillons sont : l'augite, la biotite, la hornblende (verte, rarement brune), la magnétite, l'apatite, l'olivine et l'hypersthène. Les trois derniers minéraux sont moins abondants et parfois très rares. La magnétite est dominante, surtout sur la côte.

3-7-3-4- La minéralogie des argiles

Les sols superficiels après un lessivage très intense et l'influence des végétations ne donnent pas les résultats nets en diffractométrie ; nous avons été obligés de prélever les échantillons dans les couches profondes (environ de 2 m).

L'échantillon que nous allons étudier vient de Babol (cc - 7).

Le minéral argileux dominant est la smectite (60 %), elle est sensible à tous les gonflements. La croissance remarquable du pic à 10° , après le traitement par LiCl (2N) chauffé et glycérimé, montre que la majeure partie de smectite est composée de montmorillonite ; elle s'accompagne de la beidellite mal cristallisée.

La chlorite est détruite par la cuisson (sauf le pic de 001) et

CC-7 Babol

Traitements par :

1 - LiCl(2N) + CUISSON à 300°C + Glycérine .

2 - NH_4Cl (N) .

3 - Glycérine .

4 - MgCl_2 (N) + Glycérine .

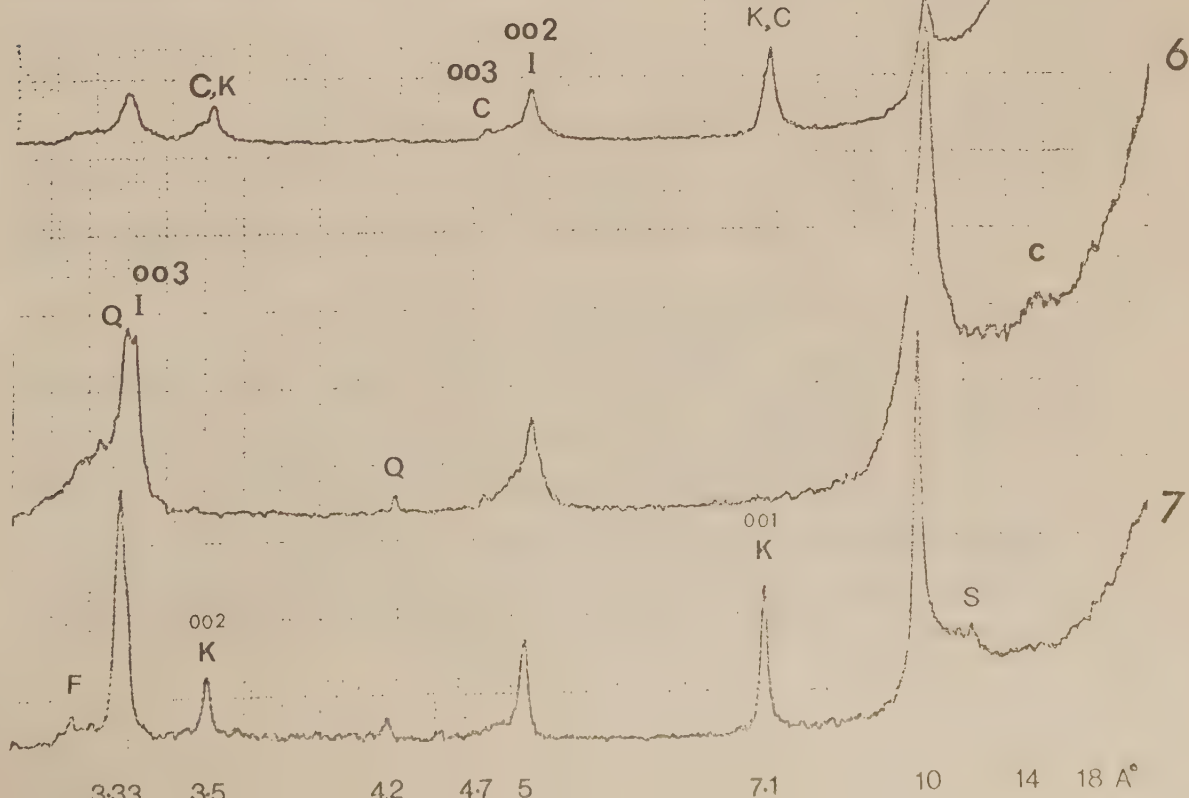
5 - Brut (2 microns) .

6 - Cuisson à 530° C .

7 - HCl (2N) .

~~S = Smectite .
 B = Beidellite .
 C = Chlorite .
 I = Illite , Mica .
 K = Kaolinite .
 Q = Quartz .
 F = Feldspaths .~~
~~S = Smectite .~~~~B = Beidellite .~~~~C = Chlorite .~~~~I = Illite , Mica .~~~~K = Kaolinite .~~~~Q = Quartz .~~~~F = Feldspaths .~~

PHILIPS : PR 4010/00 Anticathode de Co .



elle se gonfle par la glycérine (Fig. 63).

Le mica (muscovite) est très abondant dans les éléments grossiers (environ de 70 %), ainsi que dans les argiles. La réduction du pourcentage illite-mica, dans les argiles, est peut-être due à l'altération du mica suivie de sa transformation en smectite (TARDY Y., PAQUET H. et MILLOT G., 1970).

La kaolinite est abondante et bien cristallisée. Les deux pics à 7,1 Å de kaolinite et de chlorite sont parfaitement séparés après traitement par LiCl glycérimé.

3 - 8 - La vallée du Heras (Heraz)

3-8-1- Dans le massif de l'Elbourz central la deuxième grande vallée transversale est celle du Heras. Le Nour, le Lar et le Heras amènent les eaux de Demavend vers la Caspienne. La partie centrale de cette région a été étudiée par A. RIVIERE (1931-1936), qui y a reconnu trois écaillés superposées ; toutes les trois déversées vers la Caspienne et rarement chacune à sa base le "vieux Grès Rouge" que recouvrent de puissantes séries de calcaire anthracolithique. L'écaille intermédiaire est localement métamorphique.

La partie principale appartient au Demavend dont les sources hydrothermales et la position géographique et géologique appellent de nouvelles et importantes études.

Le Demavend est un haut volcan (5780 m d'altitude, Geological Map of Iran, 1957 ; mais selon J. DRESCH, 1961, il a 5678 m d'altitude) plus qu'un grand volcan (400 km²). Ce développement en hauteur résulte de plusieurs causes. La nature acide des laves, l'activité intense de volcan, une moindre activité de l'érosion pendant les remissions et enfin le socle plus élevé de

Demavend en sont probablement les facteurs principaux. Le cône formant une carapace continue, est constitué d'andésites anciennes, d'andésites récentes et de formations ponceuses. Des brèches volcaniques sont visibles dans le versant Sud-Est et Est du cône. Les coulées de Demavend contiennent des phénocristaux de plagioclases, de biotite, de cristaux d'augite, de l'hyperstène et de l'apatite. Selon l'abondance de ces minéraux, nous distinguons deux types de roches : les roches claires et les roches sombres. Les basaltes se trouvent seulement près de Poulour (Fig. 64, 65). Elles sont peu abondantes, tandis que la partie principale du cône est formée d'andésites, surtout d'andésites récentes.

Nous donnons un tableau (9) de la composition chimique des laves du Demavend et des alluvions du Heras, d'après E. JEREMINE, 1942, P. BOUT et coll., 1961 (Clermont-Ferrand), et les analyses faites au Laboratoire de Sédimentologie de la Faculté des Sciences d'Orsay (1971-1972).

Dans les alluvions du Heras, l'augmentation de la teneur de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO et P_2O_5 est très importante.

L'altération est toujours mécanique. La gélifraction est plus active, dans la mesure où augmentent les alternances gel-dégel. Les éboulis de gravité sont fréquents et fournissent un matériel grossier facilitant l'infiltration, entraîné en coulées de pierres. Aux basses altitudes, les coulées favorisées par la plasticité des argiles d'altération. Comme nous avons dit, les formations volcaniques du Demavend reposent en discordance sur un socle au plateau de plus de 3000 m d'altitude de sédiments secondaires. Ils apparaissent comme des surfaces structurales dérivées de synclinaux perchés à fond plat. Les calcaires sont ou bien crétacés à l'Est de la section méridienne du Heras, ou bien jurassiques au Nord de la vallée de Niak et dans la région méridionale du cône volcanique. Sur les versants de la rive droite, les roches, les calcaires

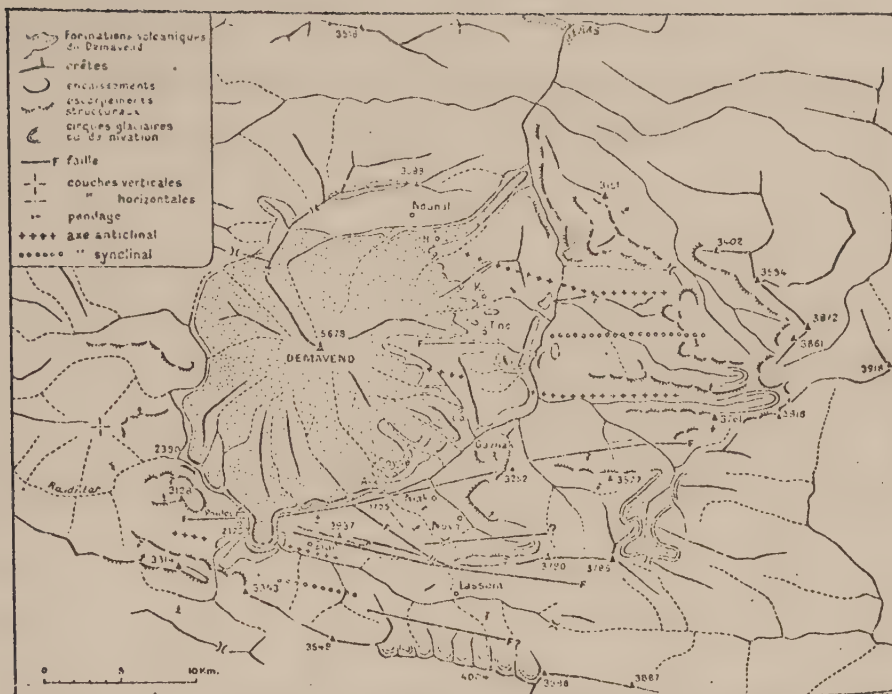


Fig. 64 — Croquis géomorphologique du Demavend et du bassin supérieur du Hérás (J. DRESS).
(erratum : — couches verticales)



Fig. 65— Le Demavend, esquisse géologique.

1. Basaltes. — 2. Brèches diverses. — 3. Andésites anciennes. — 4. Andésites récentes. — 5. Formations ponceuses.
6. Remblais sédimentaires. — 7. Dépôts fumaroliens. — 8. Travertins. — 9. Lias et jurassique.
10. Filons d'andésite (P. Boux et M. Derréau).

Composition chimique des Laves du Demavend et
des alluvions du Heras

Tableau 9

	: Latite à bi- otite et plagioclases Demavend (sommet)	: Microsy- énite né- phélinique du Déma- vend	: Trachy- andésite (route de Garna à Ab-é-Gam- du Lar	: Doréite = Microsyé- nite calco- alcaline	: Alluvions du Heras
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
SiO ₂	61,52	60,48	58,10	55,90	49,80
Al ₂ O ₃	15,63	18,93	18,60	19,70	20,80
Fe ₂ O ₃	2,20	2,21	3,70	3,20	19,90
FeO	2,99	2,46	1,45	2,80	0,33
MnO	0,10	0,16	0,10	tr.	0,145
MgO	1,98	0,09	3,15	3,25	3,70
CaO	4,50	1,06	4,60	4,25	1,36
Na ₂ O	4,42	8,11	5,15	4,90	0,71
K ₂ O	4,09	4,93	3,20	3,70	2,52
TiO ₂	1,42	0,15	0,80	1,00	1,34
P ₂ O ₅	0,46	tr.	0,55	0,50	1,66
H ₂ O ⁺	0,67	1,49	0,30	1,20	0,75
H ₂ O ⁻	tr.	--	0,15	0,15	0,20
Totaux	99,98	100,07	99,85	100,55	100,22

(1) et (2) : Note de E. JEREMINE, 1942 (C.R.A.S., Paris)

(3) et (4) : Selon P. BOUT, J. DRESCH, 1961 (Mém. Docu. Paris)

(5) : Notre échantillon "bb - 4 Amol" ; analyse du Laboratoire de
Géologie Dynamique et de Sédimentologie de la Faculté des
Sciences d'Orsay, 1972.

en bancs tantôt massifs, tantôt minces et marneux, et les schistes argileux du Lias et du Jurassique sont beaucoup plus gélifs. Les plis sont tranchés par des surfaces d'érosion qui recoupent les strates parfois très redressés. En amont des vallées principales, les biefs supérieurs des vallées ont atteint la maturité et se raccordent aux biefs inférieurs par les gorges que n'expliquent pas toujours des affleurements de roche dure et qui résultent d'une reprise de l'érosion régressive après soulèvement tardif (A. RIVIERE, Thèse). De Poulour à 2200 m d'altitude, source principale de la vallée du Heras, jusqu'à la vallée du Karf, les laves du Demavend (andésites récentes et diverses brèches) masquent pratiquement les formations sédimentaires de la rive gauche. Par contre la rive droite recoupe la série secondaire, surtout calcaire. Cette épaisse série secondaire comprend à la base un Lias décrit par A. RIVIERE, 1934, à Rehné et à Poulour. Il se compose de grès, grès argileux et argiles, schistes ou marnes, épais de plusieurs centaines de mètres, mais de faciès très variable (marin, néritique ou continental).

Le Jurassique moyen est représenté par une formation locale dite de Dali-Tchay (Dalichai formation) de calcaire en plaquette, de silex ou des amas siliceux.

Le Jurassique supérieur est nommé : formation du Lar (Lar formation) de calcaire gris clair est cristallisé.

Une grande partie des eaux de fonte des neiges s'écoulent vers la Caspienne par le demi cercel périphérique constitué par les vallées du Dali-Tchay ("la folle rivière" - terme turc) à l'Ouest, du Lar (au Sud-Ouest et au Sud) et du Heras (au Sud et à l'Est). Des sédiments torrentiels assez fins sont visibles en coupe 50 à 80 m d'épaisseur, rive gauche, au pied de la haute crête. Surtout vers la partie supérieure du remblaiement, des brèches et travertins calcaires sont interstratifiés (J. DRESCH, 1961). Dans la vallée du Lar, en amont de Poulour, au-dessus de gorges provoquées

par un barrage de coulée, un large bassin est suspendu. Des argiles lacustres et surtout cailloutis se sont en effet accumulés en amont du barrage et ont fossilisé tout un réseau de vallées.

Entre le Heras et le Talar, les plis, peu à peu détournés vers l'Est-Nord-Est, sont plus serrés tandis que le relèvement d'axe se poursuit (J. DRESCH, 1961). La surface topographique est formée par les couches du Jurassique. Vers le Nord et surtout vers l'Est, en amont des plaines d'Amol et de Babol, le Crétacé affleure dans l'axe d'anticlinaux, entre des synclinaux où le Miocène caspien est conservé.

Selon MOTAMED A. (1971), à 30 km au Sud d'Amol, dans la moyenne vallée de Heras à une altitude de 300 m, se trouve une coupe de Permien supérieur, débutant par un faciès argileux (Argilite à kaolinite).

L'absence de "couches vertes" à l'Est du Heras (dans le versant nord de l'Elbourz central et oriental) a provoqué une situation tout à fait différente de celle observée dans la partie occidentale de l'Elbourz.

Dans la vallée du Heras au confluent du Nour, au niveau de la route d'Amol, la brèche andésitique repose sur un conglomérat de pente à blocs calcaires du crétacé supérieur. Vers le Nord, des couches triasiques se reposent sur un anticlinal de calcaires paléozoïque. Elles constituent une formation grés-marneuse très épaisse et très remarquable dans la chaîne de l'Elbourz. Nous rappelons qu'il n'y a pas de Paléogène dans le Mazandéran et Gorgan ; dans les piedmonts de l'Elbourz central (en Mazandéran) le Crétacé et les formations anciennes sont recouverts en discordance par les dépôts marins du Miocène (marnes de Vindobonien, couches de Spaniodontella, couches Pholas et formation de Sarmatien), que continuent les dépôts lacustres et épais de conglomérats du Pontien-Pli-

ocène, et enfin les calcaires marins, les grès et les argiles de Pliocène supérieur (les formations d'Aktchagyl et l'Apcheron), J. STÖCKLIN, 1971, p. 18.

3-8-2- La plaine d'Amol (Heras)

Le Heras débouche dans la plaine au Sud d'Amol, construisant un cône de déjection très vaste s'étendant jusqu'au Nord d'Amol. Les galets, les graviers et même les blocs se trouvent dans toute la région d'Amol. Le fleuve coule vers le Nord en creusant au milieu des anciens dépôts alluviaux ou peut-on dire des sédiments du cône de déjection. Le lit majeur atteint 1 km de largeur au Nord de Kareh sank. Dans la plaine il s'approfondit, sans former de levée (Fig. 48).

Les bras principaux et secondaires du Heras irriguent toute la plaine d'Amol à Feridoun-Kenar. Les alluvions du Heras et la présence des éléments détritiques volcaniques ont donné des caractères particuliers (voir l'étude de sables et la minéralogie).

La plaine est boisée ou cultivée, le riz, le coton et les céréales sont les produits principaux. Les sols ont un pH basique, sauf dans les rizières; le pourcentage de calcaire est très faible au Sud, mais augmente vers les côtes.

3-8-2-1- La granulométrie

L'étude granulométrique montre que les sédiments de piedmont et de la haute plaine sont grossiers. Leurs courbes granulométriques cumulatives étalées correspondent à des sédiments peu évolués, mal triés et mal classés. Dans la plaine il n'existe plus ni galets ni graviers. Or la médiane est minime (56 à 90 microns) en outre les éléments sont assez bien classés. Les indices d'évolution caractérisent un faciès parabolique bien évolué.

Vers le Nord, surtout près de la côte les sables assez fins (la médiane entre 125 et 175) bien triés à un faciès logarithmique.

3-8-2-2- Les minéraux lourds

La présence d'une quantité importante d'éléments lourds dans les sédiments d'Alamdeh à Feridoun-Kenar montre que les apports solides du Heras s'étalent sur le vaste terrain du Mazandéran.

L'observation des plaques minces des galets de la vallée du Heras, des sables de la plaine et de la côte, confirme l'origine commune de tous les minéraux lourds. Dans les sédiments de la plaine et dans les roches volcaniques du Demavend, l'augite, la hornblende, surtout la hornblende brune, la biotite, la magnétite et l'apatite sont abondantes ; s'y trouve également de l'hypersthène et l'olivine. Tous les minéraux lourds appartiennent au cortège des roches volcaniques. L'action de l'érosion et de l'altération est très visible sur les grains.

3-8-2-3- La minéralogie

L'étude minéralogique par la diffraction aux Rayons X nous montre quelques nuances intéressantes. Dans ce chapitre nous étudions l'échantillon bb - 4 Amol, typique des argiles de la région :

- la chlorite est présente dans tous les échantillons de la plaine. Elle est détruite par HCl (2N) à chaud mais stable à la cuisson à 530°C et ne gonfle pas. C'est la seule zone dans toutes les plaines du Gorgan, du Mazandéran et du Guilan où la chlorite n'est pas altérée et elle peut être considérée comme détritique. Son origine se trouve dans les pyroxènes, les amphiboles et surtout dans les biotites des roches volcaniques (andésites, trachy-andésites et basaltes) du Demavend.

- La smectite et l'illite-mica sont en faible

quantité. La première se gonfle sous l'effet de la glycérine pure beaucoup mieux qu'après traitement par $MgCl_2$ ou $CaCl_2$ suivi de glycération. Dans les alluvions de la vallée du Heras elle est très peu abondante, tandis que dans les sols et dans les couches supérieures de la plaine elle est abondante - sans doute par néoformation. Le minéral principal de ce type est la montmorillonite (voir le traitement par $LiCl$, Fig. 66).

- Les micas abondent dans les sédiments de la vallée, mais diminuent vers le Nord. Il semble qu'il existe un rapport inverse entre la présence de la smectite et les micas ; c'est-à-dire qu'il y a eu transformation du mica en montmorillonite (STEINBERG M., 1967 ; MILLOT G. et coll., 1970). En tous cas le pic (001) à $10 \text{ \AA}$ de l'illite-mica n'indique pas une cristallinité parfaite.

- La kaolinite est bien cristallisée et aussi abondante dans les sédiments de la vallée, que dans les alluvions de la plaine. Les deux pics à $3,5 \text{ \AA}$ de chlorite et de kaolinite sont séparés sur le diagramme des produits bruts (Fig. 66, n° 5).

- Les minéraux détritiques (quartz et feldspaths) sont courants même dans la fraction inférieure à 2 microns.

3 - 9 - La côte et la vallée du Tchalous

La rivière du Tchalous avec deux grands bras du Angouran-Roud et du Maka-Roud amène les eaux des montagnes de l'Est du Takht-Soleiman, du Hezar-Tchay, du Kandevan, du Dalir et du Noursar vers la mer Caspienne. La vallée est très profonde et ses berges sont abruptes. Les formations des couches vertes se manifestent dans la tête de la vallée, et les couches grésomarineuses du Lias dans le versant nord.

Fig : 66

Traitements par :

- $$1 - \text{LiCl}(2\text{N}) + \text{Quinson à } 300^{\circ}\text{C} + \text{Glycérine}$$

- $$2 - \text{MgCl}_2 \text{ (N)} + \text{Glycérine} .$$

- 3 - Glycérine .

- $$4 - \text{NH}_4\text{Cl (N)} .$$

- 5 - Brut (2 microns) .

- 6 - Cuisson à 530° C.

- 7 - HCl (2N) .

~~Handwritten text, possibly a signature or name, crossed out with a horizontal line.~~

B = Beidellite .

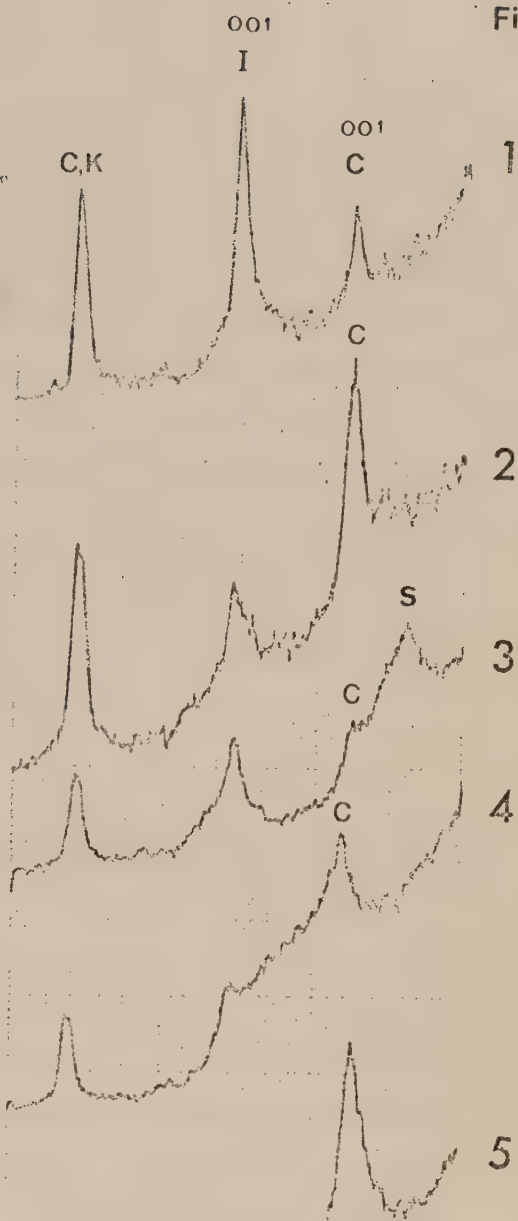
C = Chlorite .

I = Illite - mica :

K = Kaolinite .

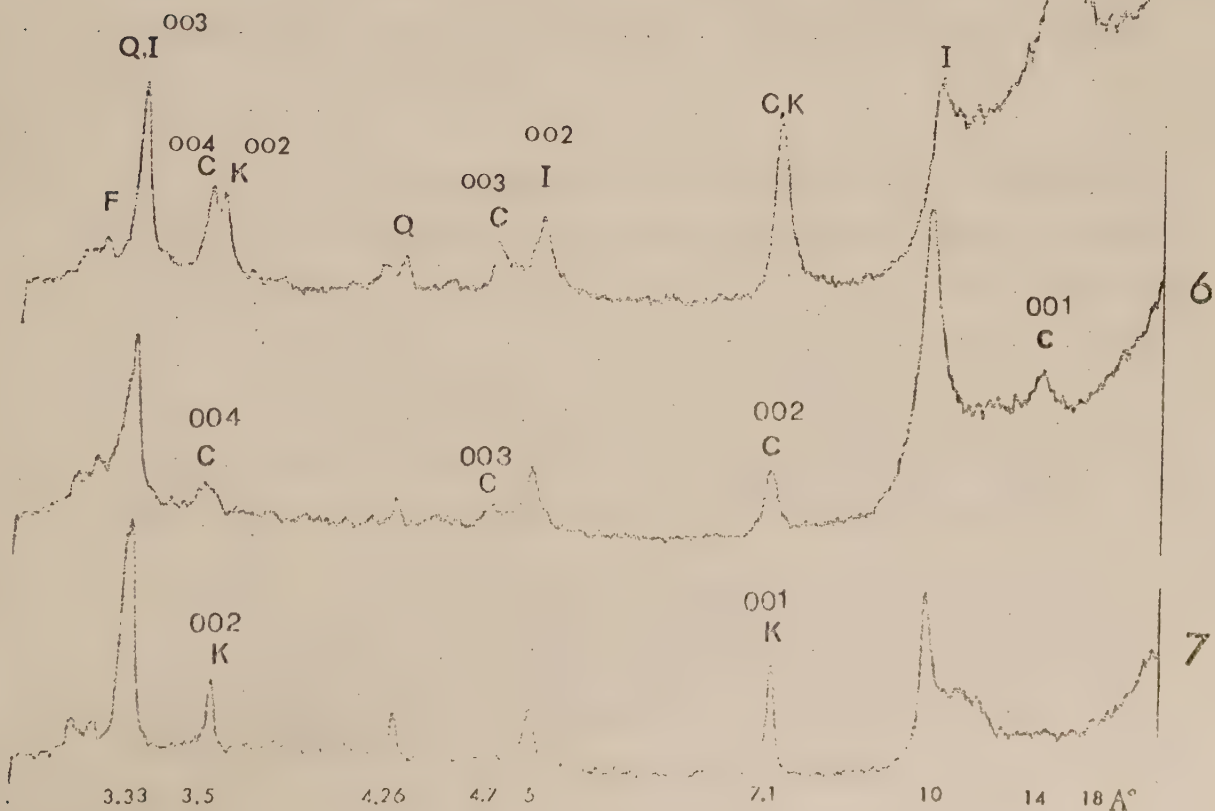
Q = Quartz .

S = Smectite.



Anticattolico de Co

PHILLES : p2 4010/00



Près du Dina-Roud les calcaires triasiques apparaissent dans une coupure très profonde. Les terrains secondaires ne sont pas très étendus. Vers le Nord les calcaires noirs du carbonifère et les couches de "vieux Grès Rouge" du Précambrien (AS-SERETO R., 1963) recouvrent une grande partie de l'Elbourz central. Cette région est nommée "Siah Bicheh" c'est-à-dire "la forêt noire". Le nom a été donné sans doute à cause des sols noirs de la région. Selon A. RIVIERE (1934, p. 118) les calcaires carbonifères alternent avec les couches "vieux Grès Rouge". Cet auteur a divisé la région, du Sud au Nord (du Dina au Maka-Roud), en trois écailles (A, B et C) caractéristiques.

La partie amont de la vallée et les points avoisinants sont très tectonisés. Or, on y rencontre des grès triasiques, des "vieux Grès Rouge", des schistes verts et rouges, parfois métamorphisés, des calcaires carbonifères ou liasiques et enfin des calcaires gréseux. Par contre, dans les vallées du Dina et du Nour (affluent du Heras - longitudinal), ce sont les couches jurassiques qui dominent presque toujours dans cette région. Le Jurassique moyen présente des marno-calcaires ou des marnes, mais le Jurassique supérieur de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, est toujours calcaire.

Les montagnes de Chahzadeh-Kouh, comme les anticlinaux, sont formées de calcaires jurassiques, mais leur versant sud est formé de terrains éocènes avec les couches vertes de la formation Karadj. Les calcaires primaires s'étendent jusqu'au Dacht-é-Nazir, et disparaissent au Nord ; par contre les schistes gréseux et puis les calcaires secondaires (surtout le Crétacé) composent tout le versant et piedmont du Tchalous à Chahsavar.

La zone côtière ne dépasse pas 6 km de largeur. Toute la côte est couverte de galets et des sables grossiers calcari-fères. Les argiles et les sables fins sont moins abondants.

A certains endroits le pourcentage de calcaire augmente, atteignant 70 %. La morphoscopie des galets du lit (aplatissement des galets) et l'étude du cordon littoral de l'embouchure du Tchalous ont donné les résultats suivants :

1) le cordon littoral de l'embouchure du Tchalous (même au Nechtaroud, au Chahsavar et au Tchalk-Roud) est constitué de sédiments plus grossiers que les sables côtiers (sans doute par accumulation des apports les plus grossiers lors des crues) ;

2) dans les embouchures des rivières dont le lit dépasse 50 m de largeur, existent toujours des cordons littoraux ;

3) à cause de la diminution très rapide de la pente et d'élargissement du lit de Tchalous, les galets sont aplatis ;

4) dans les rivières la déviation du courant d'eau vers l'Est se fait dans l'intérieur des lits majeurs lorsque ceux-ci sont très larges et sans formation de flèches littorales ce qui suppose une ablation marine relativement très active.

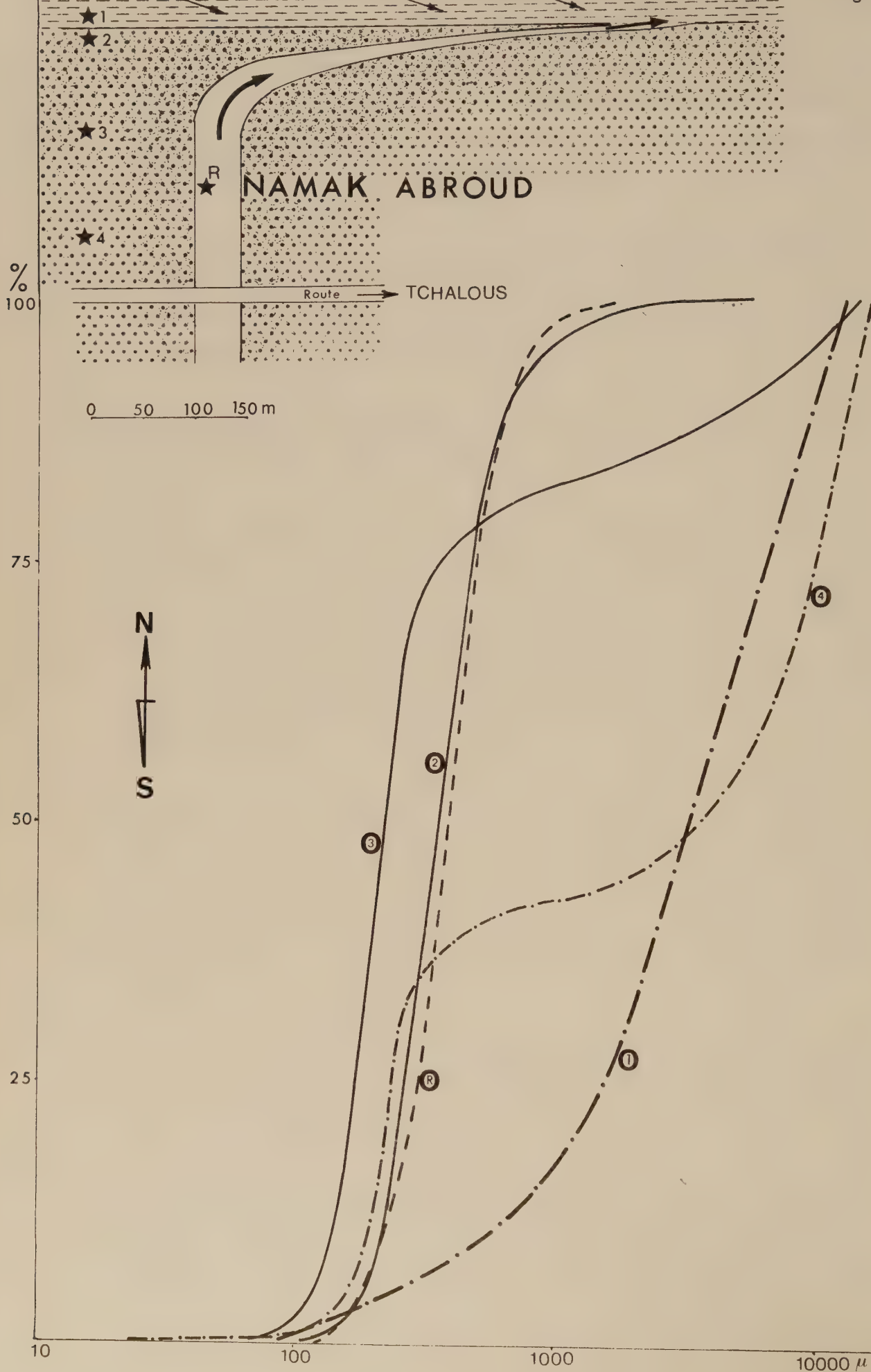
En principe, de Roudsar (à l'Ouest) à Souldéh (à l'Est), la zone côtière est une étroite frange alluviale, couverte de gros blocs, de galets et de sables fins. Il n'y existe plus d'argiles sauf dans les bois. Dans les bois de piedmonts, les sols forestiers comportent une quantité importante de matières organiques et de limons calcaireux ou sableux.

De Tchalous jusqu'à Chahsavar, les galets et les sables sont calcaireux, tandis que dans la région de Ramsar, ils sont surtout de nature éruptive.

Du point de vue de granulométrie, les sables de la côte sont fins et bien triés sauf en Ramsar. Les courbes granulométriques des sables montrent un faciès logarithmique très carac-

MER CASPIENNE

Fig: 67 B



téristique (Fig. 67) ; par contre les courbes granulométriques des alluvions fines sont très étalées et les éléments mal classés. L'indice d'évolution des courbes de fréquence des alluvions correspond toujours un faciès parabolique.

A l'Ouest, les minéraux lourds sont abondants. L'étude minéralogique et même la nature des éléments lourds varie d'un point à l'autre. Les cours d'eau ayant des bassins versants de dimension restreintes, et de caractère torrentiel, ont arraché leurs sédiments au versant nord de l'Elbourz, et les ont déposés dans les piedmonts et sur la côte. Les alluvions caractérisent en chaque point le faciès pétrographique local d'une petite partie de montagne.

Comme nous avons déjà indiqué, il existe de très nombreux faciès pétrographiques dans le massif de l'Elbourz parfois caractérisés par leur spectre des minéraux lourds.

3 - 10 - Les flèches littorales

De nombreuses flèches littorales sont liées à la déviation vers l'Est des embouchures des rivières. La longueur des flèches littorales varie en fonction inverse de la dimension des grains des sédiments déposés à l'embouchure des cours d'eau, donc en fonction inverse du débit et de la vitesse du courant fluviatile. Les rivières charriant de gros galets ne sont pas déviées (Tchaboksar, Tchalkroud et Séhézar en Chahsavar). Celles qui déposent de menus graviers présentent une faible déviation (Kazemroud), tandis que celles qui ne déposent que des sables fins ou des particules silteuses ont leur embouchure fortement déviée vers l'Est. Au moment des crues, on assiste à une rupture des flèches et certaines rivières, se frayent un chemin direct à travers leur propre dépôt.

La longueur des flèches varie comme la distance de la côte à la montagne, le potentiel énergétique des cours d'eau dimi-

nuant lors de la traversée de la plaine littorale.

La baisse continue du niveau de la mer Caspienne favorise la formation des flèches. Cette baisse de la mer, marquée par des terrasses successives dont les deux dernières ont une altitude respective de 0,50 et 1,50 m, engendre des plaines côtières à pente très faible où se gaspille la force vive des cours d'eau dont les courants marins et littoraux repoussent alors vers l'Est les embouchures. Dans les régions plates et sableuses, la formation de flèches est d'ailleurs liée à un visible engraissement des plages.

Dans la côte du Guilan et surtout au Mazandéran, on peut constater que la déviation des embouchures des rivières et des cours d'eau, ne se produit que lorsque celles-ci n'ont qu'une vitesse suffisamment lente et de ce fait, ne charient que des sables fins vaseux.

Au point de vue morphologique, ces phénomènes se traduisent par le passage d'un courant conséquent, orienté suivant la ligne de la plus grande pente et perpendiculaire au rivage, à un courant oliséquent qui suit les courbes de niveau parallèlement à la côte.

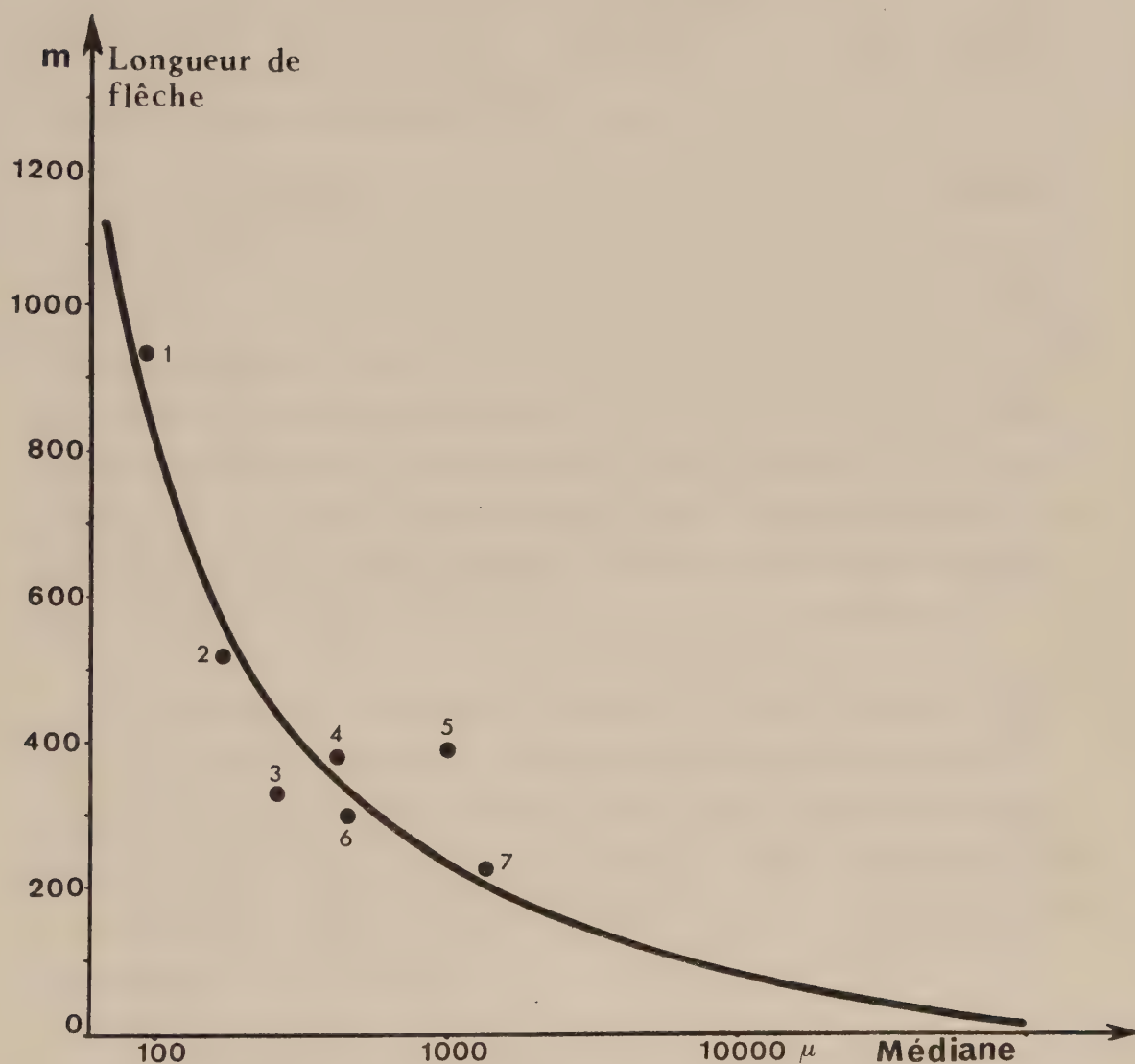
La courbe de la figure 67 - A résume nos observations et montre les relations existant entre la granulométrie et la longueur des flèches dont la formation correspond à la prédominance périodique du transfert littoral.

Quelques grandes flèches littorales de la région étudiée, de l'Ouest à l'Est, sont comme suivantes :

1) rivière de Langaroud - A Tchamkhaleh, située à 9 km au Nord de Langaroud, la côte prend la direction Nord-Sud. Une flèche longue d'environ 3 km s'est formée dans la même direction et on peut observer, par vent doux, les jours de beau temps, l'engrais-

Fig: 67 A

Relation entre la longueur de flèche et la
valeur de Médiane des sédiments déposés
à l'embouchure des rivières déviées à
droite.



1 _ Tcham khaleh (Chalman Roud)

2 _ Vali Abad

3 _ Abasse Abad

4 _ Namak Abroud

5 _ Asbe Tchine

6 _ Chir Roud

7 _ Hadji Mahalleh

sement des plages par cheminement des ripple-marks visible sous l'eau claire. La rivière, dont l'orientation normale est Ouest-Est, longe la flèche en direction Sud-Sud-Est. La pointe de la flèche s'engraisse et la houle, à l'embouchure du fleuve, pivote en faisant tourner de 90° la direction des ripple-marks. Ce cours d'eau n'amène que des sables très fins et les limons, et la flèche s'allonge progressivement de quelques mètres par an.

2) Les observations faites aux embouchures des rivières venues du Sud et coulant vers la Caspienne dans la direction de la plus grande pente comme : Khochkeh-Roud, Hadji Mahalleh, Valiabad, Siahroud et Tadjan (à Farāh-Abad) conduisent à des résultats analogues : lorsque le courant est lent et ne peut déposer que des sédiments très fins, il se forme des flèches qui dévient le courant vers l'Est. La longueur de ces flèches est variable suivant les cas : très longues lorsque les sédiments sont des vases et des sables fins ; courtes, lorsque les sédiments sont plus grossiers.

3) Rivière Abbas Abad - Située à 25 km de l'Ouest de Tchalous. La rivière s'infléchit vers l'Est à 50 mètres environ du rivage, et elle parcourt 300 m dans cette nouvelle direction avant de se jeter dans la mer. La granulométrie du lit de la rivière est celle d'un sable fin vaseux, mais celle de la flèche correspond à un sable grossier ou à un gravier fin.

4) Rivière Namak-Abroud - Située à 14 km à l'Ouest de Tchalous, la largeur du lit majeur dépasse 50 mètres. A 50 m de la plage, la rivière infléchit vers l'Est et parcourt 400 mètres parallèlement à la ligne de rivage.

La vitesse du courant se réduit considérablement et tombe à 50 cm dans la partie centrale. Le fond est aplati et vaseux et le lit est encaissé dans une terrasse marine de 1,50 m de haut. La granulométrie des sables de la flèche est celle d'un sédiment sableux mais plus grossier que les vases du fond du lit. Les courbes

granulométriques cumulatives semi-logarithmiques sont données dans la figure n° 67 - B.

5) Rivière Tchalous - Au voisinage de la côte, la grande rivière de Tchalous se partage en deux branches dont l'une s'infléchit vers l'Est, une flèche formée de graviers s'avancant dans la même direction. Des observations faites en Septembre 1967, montrent l'existence de cette flèche, mais en Octobre de la même année, à la suite d'une inondation, la rivière s'est frayée un passage à travers les alluvions de la flèche, laissant à l'Est un flot de graviers qui s'est raccordé au continent peu de temps après. En effet, la rivière habituellement déviée vers l'Est dans les conditions normales, reprend la direction Nord-Sud lors des augmentations de débit creusent un nouveau lit à travers la flèche littorale.

Un phénomène plus complexe se produit à Tchalk-Roud (à 10 km de l'Est de Ramsar). La rivière s'y divise en deux, la branche principale prenant la direction Est, l'autre la direction Ouest. L'observation du lit, à la bifurcation, montre une évolution analogue à celle de la rivière Tchalous. Le lit est normalement orienté vers l'Est, mais lors d'une inondation, qui a provoqué la destruction d'un pont situé au Sud et l'invasion de tout le delta, les eaux se sont frayées un chemin plus direct vers l'Ouest où coule à présent une branche à très faible débit.

6) La flèche de Mian Kaleh - A l'extrémité Sud-Est de la mer Caspienne, une longue flèche vaseuse et sableuse (environ 60 km de longueur), orientée vers l'Est, isole le golfe protégé du Gorgan. En suivant la dune dont le sable devient de plus en plus fin vers l'Est, passant à des sédiments vaseux le long de la longue flèche du Gorgan, on se rend compte du mode de formation de celle-ci qui suit la direction générale du courant marin Ouest-Est, isolant une vaste étendue d'eau lagunaire plus calme. Les courbes granulométriques cumulatives sont données dans la figure n° 34 du Mian Kaleh.

RESULTATS GENERAUX

Alors que la mer Caspienne a été étudiée en détail dans sa partie nord et centrale, la côte sud était encore peu connue. Quelques phases d'abaissement et de relèvement du niveau marin liées aux glaciations quaternaires ont été identifiées. Par analogie avec les observations faites sur la côte russe, on a distingué les étages d'Aktchagyl et d'Apcheron, suivis de plusieurs niveaux de terrasses marquant un abaissement progressif du niveau marin qui se poursuit encore (- 28,30 m au-dessous de celui de l'Océan). Cet abaissement du niveau est dû, d'une part, à la diminution des apports liquides des fleuves, surtout de la volga ; d'autre part, il est lié aux mouvements tectoniques alpins affectant l'Iran et le Caucase et, dont l'effet posthume se poursuit au Quaternaire. L'étude sédimentologique de la série quaternaire de la plaine du Gorgan, du Mazandéran et du Guilan en Iran et les différentes régions de l'U. R. S. S. permet de mettre en évidence un certain nombre de variations du niveau de la mer Caspienne qui se traduisent par le changement des faciès littoraux par des faciès de marécage ou de lagune. Les faibles précipitations et la forte évaporation dans la partie orientale de la mer Caspienne, soumise au climat désertique du Turkistan, la venue massive des eaux provenant des côtes nord et sud-ouest (Volga et Séfid-Roud), la direction générale des vents (de Nord-Ouest au Sud-Est) provoquent un mouvement des eaux formant, le long de la côte iranienne un courant marin circulant d'Ouest en Est. Ce courant marin entraîne la formation de flèches littorales de cordons littoraux à l'embouchure des cours d'eau, une déviation vers l'Est.

La province du Mazandéran, ou la région appelé le Tabaristan, est située au Nord de l'Iran et au Sud de la mer Caspienne. La région se divise en deux parties très différentes : la

plaine et la partie montagneuse. La plaine elle-même dont l'altitude s'élève de 0 à 100 m d'altitude comprend une zone côtière de niveau inférieur à celui de l'Océan.

1) La zone côtière de Roudsar à Souldeh, longue de 150 km, est une étroite frange alluviale (maximum 15 km à Chahsavar). Parfois la montagne arrive jusqu'à 5 km de la côte (à Ramsar). Elle est formée de blocs, de galets ou de graviers arrachés à l'Elbourz et dispersés par l'action d'un courant de vague littoral au fur et à mesure de leur transformation en sédiments fins.

Les plages sont toujours sableuses ou constituées par des cailloutis. On y observe seulement des cordons sableux de 3 à 10 m de hauteur qui, pour des raisons d'aménagement se sont avalés artificiellement en certaines régions. Les cours d'eau sont nombreux (41) et très courts, sauf le Tchalous et le Chahsavar (le Séhézar) relativement longs, leurs bassins versants se situant dans les hautes montagnes de l'Elbourz. Ils amènent toutes les eaux du versant nord de l'Elbourz vers la mer. Les embouchures et les parties septentrionales (aval) des cours d'eau sont larges ; et les apports solides, galets et graviers s'épandent sur la zone littorale. L'érosion est faible sur les versants, protégés par les grandes forêts et les bois. Par contre elle est forte dans les vallées et dans le lit des cours d'eau. Les sables et les galets sont rarement bien triés. Les bois, les orangeries et les rizières occupent les territoires limo-argileux ou sablo-argileux. Elles correspondent aux anciennes plate-formes fluvio-marines.

Comme nous l'avons déjà indiqué l'abondance des alluvions venues du massif de l'Elbourz d'une part, le dénivèlement de la mer Caspienne pendant les périodes glaciaires d'autre part et ses variations de niveau ultérieures, ont abouti à une interprétation complexe des sédiments fluviaux et marins.

A la région de Ghassem abad (Ouest de Ramsar), fait suite une zone argileuse large de 3 km seulement, déprimée d'environ un mètre par rapport à la zone sableuse aval ; des éboulis caillouteux font une courte transition avec les versants boisés très raides de la montagne.

Dans la région de Ramsar, les éléments éruptifs acides dominent dans le versant et la zone côtière ; tandis que, de Chahsavar à Tchalous les cailloutis calcaires provenant de l'érosion du crétacé dominant, à l'exception des deltas du Tchalous et du Sardabroud où des éléments éruptifs, des grès, des sables s'ajoutent aux calcaires.

Les minéraux lourds et les éléments ferro-magnésiens se trouvent sur toute la côte ouest du Mazandéran. Le pourcentage de ces minéraux dépend du milieu de sédimentation et de l'origine des matières détritiques. A Ramsar et à Sorkhroud (dans les alluvions du Heras) ils abondent, leurs grains atteignent 0,5 mm (magnétite, augite, épidote, hornblende verte et brune, biotite, disthène, apatite, olivine et hypersthène), plus rarement grenats (grossulaire dans des chloritoschistes).

L'abondance des minéraux lourds dans les zones précédentes est due à la proximité et à la grande extension des roches éruptives du Ramsar et des roches volcaniques du Demavend.

Vers l'Est, en aval et à l'embouchure de Tchalous, l'aplatissement des galets calcaires est considérable, tandis que les galets gréseux ou éruptifs sont arrondis, mais ceux des calcaires sont aplatis (les galets calcaires de 25 cm de diamètre ont une épaisseur de moins de 8 cm).

Les flèches littorales abondent sur les côtes aux sables fins. Fréquemment, les cours d'eau, près de leurs embouchures dévient

vers l'Est. Sur toutes les côtes et sur une largeur d'un km, on ne peut observer la constitution de véritables sols.

Dans la région du Tchalous les falaises récentes de 2 à 3 m de hauteur, avec débris de coquilles et accumulation de minéraux lourds, forment le bord de la mer. A Vali abad (Est du Chahsavar) il n'y a plus de falaise, la côte est plate, formée de sables fins bien triés (la médiane à 200 microns) s'étend sur une dizaine de kilomètres. Les anciennes falaises disparaissent sous les bois ou ont été modifiées par les activités humaines.

2) Mazandéran Est - La zone côtière du Souldeh à Mian Kalleh est très vaste, plate (de l'ordre de 10 à 25 km au-dessous du niveau de 0 m). Il n'existe ni galets, ni sables grossiers. Les falaises ont disparu ; mais les dunes et les cordons de sables s'allongent en chaînes parallèles au rivage sur une largeur pouvant atteindre 300 m. Les sables sont très fins (la médiane entre 80 et 120 microns), contenant très peu de minéraux lourds. A Mian Kalleh, il n'existe plus d'éléments lourds. L'origine des sables y est littorale ; l'ablation par les vagues et les courants marins joue un rôle prépondérant sur la morphologie littorale.

Une flèche de 60 km de longueur, de 3 km de largeur formant une presqu'île étroite et sableuse s'est créée à l'extrémité de la plaine du Mazandéran. Les sols sont salés et correspondent à d'anciens marais ou à d'anciennes plages de la Caspienne.

Derrière les dunes et les cordons de sable, le terrain est marécageux, notamment dans la côte sud de la lagune du Gorgan, c'est-à-dire d'Amir abad à Bandar Gaz. Cette dernière région est argileux , le pourcentage de sables et des calcaires y est très faible. Cette zone d'émergence récente a gardé ses caractères lacustres. De Galougah à Kord Kouy, les argiles vertes couvrent la côte et la plaine. Ces argiles vertes riches en chlorites et micas

proviennent de l'altération et de l'érosion des chloritoschistes du Gorgan. Elles dominent toutes les côtes sud et est de la lagune de Gorgan jusqu'à Khadjeh Nafas et toute la partie ouest de la plaine du Gorgan. L'influence des cours d'eau malgré leurs faibles débit est très importante pour le développement de ces argiles. Par suite de la faible pente de la région la plupart de cours d'eau se dispersent dans la zone côtière avant de se jeter dans la lagune. Toutes les matières fines et argileuses se répandent sur la côte ou dans la plaine (le bassin du Kara Sou).

A certains endroits, l'épaisseur des sédiments argileux atteint plus de 100 m. Les eaux des puits artésiens et des nappes profondes sont douces, celles des nappes superficielles sont toujours salées.

La lagune du Gorgan a une salinité de 13 à 14 ‰ ; c'est-à-dire un peu plus salée que la mer Caspienne. Le pH y arrive jusqu'à 8. La présence des débris de mollusques augmente la teneur de carbonate de calcium (environ 60 %).

Les alluvions et les sédiments marins sont parfaitement mélangés dans les plaines du Mazandéran et du Gorgan. Il n'existe pas de limite précise entre les sédiments anciens et récents.

Les sédiments de la plaine du Gorgan possèdent deux sortes de quartz. Le premier type appartient aux quartz phénocristaux et microcristaux des chloritoschistes du Sud de la plaine (quartz transparents ou laiteux de formes anguleuses) ; le deuxième type correspond aux quartz littoraux jaunes ou mats toujours plus ou moins arrondis.

A Amir abad à Kord Kouy la salinité du sol est très forte. Pendant l'été et les mois secs, la terre est serrée de taches blanches.

La zone plate de 0 à 100 m d'altitude du Mazandéran est un aussi vaste territoire que la plaine du Guilan. Le climat, les sols, et l'origine des sédiments sont également différents. Les cours d'eau sont beaucoup moins importants et plus courts que le Séfid-Roud. Chaque rivière donne à la région qu'elle baigne un caractère sédimentologique particulier. L'extension des nappes alluviales apportées par les rivières Heras, Babol-Roud, Talar, Tadjan et Neka est considérable. Elles sont fréquemment alimentées par les pluies ou les neiges des hautes montagnes pendant toute l'année.

Au Sud, c'est-à-dire dans la haute plaine et le piedmont, les dépôts ont un aspect pâteux caractéristique et le terme d'anciens conglomérats boueux leur convient parfaitement. Ils sont assez étendus puisqu'on les trouve à peu près à chaque débouché de ravin. Ils ont une signification climatique. Le climat humide et tempéré qui a provoqué leur apparition favorisait la formation de "laves" torrentielles dans les ravins creusés dans les argiles et les marnes. La haute plaine couverte par les dépôts quaternaires et le versant dominant la plaine, appartiennent au Mio-Pliocène (sauf la partie est), les apports des rivières y ont des origines différentes et chaque zone de cette haute plaine a des caractères spécifiques.

- Le pH des sédiments du Mazandéran et du Gorgan varie entre 7,25 et 9,35. Nous n'avons pas observé de milieu acide sauf dans les rizières d'Amol et du Miroud. A Gorgan et sur la côte sableuse du Mian Kaleh, l'alcalinité est élevée.

- Nous avons observé sur la côte et dans les sédiments des piedmonts du Mazandéran la fréquente présence de cristaux de gypse ; les analyses chimiques des eaux montre que la lagune du Gorgan, les cours d'eau du Mazandéran et la mer Caspienne contiennent une quantité relativement considérable de CaSO_4 . Par ailleurs les argiles et les sédiments de la plaine du Mazandéran et du Gorgan, sont privés de gypse (selon les diagrammes de R. X. des

poudres non traitées). Il nous semble que le gypse de la plaine a été dissous et progressivement entraîné vers les rivières par la percolation des eaux, ou peut-être y a-t-il eu échange entre les argiles sodiques et CaSO_4 :



- Les minéraux argileux. Au Sud du Gorgan, les chloritoschistes contiennent une quantité très forte de chlorite fer-rifère (70 %). L'illite-mica y abonde (30 %). La chlorite reste stable à la cuisson à 530°C et même à l'attaque HCl (2N) à chaud.

Vers le Nord, dans les sédiments de la plaine du Gorgan et dans les vases de la lagune du Gorgan, la chlorite possède les caractères des chlorites sédimentaires. C'est-à-dire que HCl (2N) et la cuisson à 530°C la détruisent ; et d'autre part elle gonfle (à 18 A°) sous l'action de la glycérine simple (Fig. 39). Les chlorites du Gorgan ne sont pas des chlorites gonflantes caractéristiques, ces dernières étant généralement stables à la chaleur. Il nous semble que la couche brucitique de ces chlorites est incomplète. Le traitement au MgCl_2 ou CaCl_2 stabilise l'écart réticulaire à 14 A° s'opposent aux gonflements. C'est-à-dire Mg a complété la couche brucitique de la chlorite (le Ca saturant la capacité d'échange de base peut libérer le Mg nécessaire à la formation de la couche brucitique).

Notre observation sur les plaques chauffées à 530°C démontre que, du Sud au Nord de la plaine du Gorgan, la chlorite perd progressivement ses caractères spécifiques (Fig. 26).

Dans la plaine du Mazandéran, la chlorite est présente ; la quantité de ce minéral diminue de l'Est à l'Ouest. Elle possède toujours les mêmes caractères décrits à propos des chlorites sédimentaires. Il faut signaler que dans les sédiments du Galougah à Gorgan on trouve de grosses paillettes de chlorite (> 35 microns). Cette chlorite est moins altérée et est stable au chauffage à l'atta-

que par HCl (2N).

- La smectite n'existe pas dans les chloritoschistes, mais abonde dans la plaine du Mazandéran et du Gorgan. Une réduction remarquable de la chlorite et de l'illite-mica montre que la smectite est au moins partiellement subordonnée à l'altération des micas ou des minéraux argileux micacés. Dans les vases et dans les sols son pourcentage est très fort, par contre la chlorite et l'illite-mica diminuent considérablement.

Les essais au Li (traitement au LiCl - 2N) suivi d'un chauffage à 300°C et de glycération a confirmé la présence de beidellite en un certains nombres de points. Ce traitement a séparé aussi les deux pics à 7,1 Å de la chlorite (002) et de la kaolinite (001) de sédiments du Goharbaran (Fig. 47) et du Babol (Fig. 63).

- La kaolinite absente des chloritoschistes du Gorgan, est présente dans tous les sédiments de la plaine du Gorgan et du Mazandéran. La quantité de la kaolinite augmente de l'Est (Gorgan) à l'Ouest (Babol), à l'inverse de la chlorite. L'origine principale de la kaolinite se trouve dans les sédiments du Miocène ; une partie de la kaolinite serait apportée par le transit littoral (à Gorgan).

- L'illite et le mica existent abondamment dans les chloritoschistes altérés et dans les sédiments du Gorgan ; mais ils sont peu abondants dans les sédiments du Mazandéran venant de bassins versants très différents. L'étude microscopique et macroscopique des sédiments nous a montré que des paillettes de mica (muscovite et parfois biotite) existent partout, à la fois dans les sables côtiers (à Bandar Chah, à Mian Kaleh et à Babol), dans les vases de la lagune du Gorgan, ainsi que dans les sédiments des plaines.

4 - Le Guilan

4-1- L'Elbourz occidental

Le Séfid-Roud traverse le massif de l'Elbourz au Sud du Guilan et sépare les montagnes de Bogrou-Dagh de celles de l'Elbourz occidental ; ces montagnes prolongent l'Elbourz, du Sud-Ouest de Guilan au Nord-Est de l'Azerbaïdjan.

Le massif sud, nommé Pochte-Kouh Massouleh, s'étend de la rive gauche du Séfid-Roud jusqu'à la vallée de Chafa-Roud, dont la formation est complexe. Le point culminant de cette chaîne est à 3096 m d'altitude. La chaîne du Tavaleche prolonge le massif Massouleh accroché lui-même au massif volcanique du Sabalan en Azerbaïdjan. Elle est constituée principalement de calcaires jurassiques et crétacés. Au Nord et au Sud, les affleurements volcaniques éocènes sont importants dans cette région. Au Sud-Ouest de Rezvande et à l'Ouest d'Assalom, entre les formations du Crétacé supérieur à l'Est et du Mésozoïque à l'Ouest s'étend un socle primaire formé de calcaires et de roches éruptives.

La chaîne de Tavaleche se dirige parallèlement à la mer Caspienne du Nord au Sud. La distance du pied de ces montagnes à la Caspienne est de 10 km à Astara (au Nord) et de 50 km à Massouleh (au Sud). Dans cette région, la longueur des cours d'eau ne dépasse pas 40 km. Ils sont nombreux (environ 35) et torrentiels. Leurs débits moyens sont insignifiants ; les cours d'eau Chafa-Roud, Assalom et Karagan-Roud, apportent galets et graviers au bord de la mer, créant des cordons sableux et graveleux. Le littoral maritime de cette région est très étroit : 3 km à Astara, 7 km à Hachtpar et 15 km de Kopour-Tchal. Toute la côte est sableuse, mais dans les dépressions et les cuvettes, il y a souvent des sédiments argileux très fertiles permettant l'établissement des rizières au Tavaleche.

A l'Ouest, à la jonction de l'Elbourz et des montagnes sud du Guilan, le large cône volcanique du Darfak-Kouh (au Sud du village du Siahkel) se dresse à 2705 m d'altitude ; au sud de ce cône on observe des bombes volcaniques. Vers l'Ouest, la chaîne s'abaisse au Nord de Gazvine et les épanchements de roches ignées y jouent un rôle croissant (P. BOUT, 1961). Le cône du Darfak ne forme pas l'extrémité de la chaîne plissée de l'Elbourz à l'Ouest ; au contraire, celle-ci se prolonge à travers le Taleche, le Sabalan et le long du versant sud de la vallée de la Koura (Caucase). Les pentes septentrionales de l'Elbourz sont formées par des anticlinaux crétacés. Au Sud les formations volcaniques reparaissent, masquant les terrains plissés ; ces épanchements se poursuivent à l'intérieur de l'Elbourz jusqu'à Demavend (Fig. 68).

A l'Est, le versant nord de l'Elbourz s'abaisse vers la plaine du bas Atrek, grâce à une série de failles qui ont morcelé les plis.

La partie occidentale de l'Elbourz au Sud-Ouest se rattache indirectement aux chaînes du Zagros et de l'Azerbaïdjan.

Les montagnes Taleche, Hero et Zandjan au Nord-Ouest, comportant des roches ignées et des couches du Tertiaire moyen plissées. Presque tout le massif de l'Elbourz est formé de calcaires primaires et surtout jurassiques et crétacés, de grès et de schistes charbonneux liasiques ; on note aussi des axes de roches éruptives ; des gneiss de structure assez complexe affleurent ça et là dans les montagnes. Le volcanisme éocène se manifeste surtout au sommet de l'arc, au point de rencontre des deux directions de l'Elbourz, occupant une grande place de part et d'autre de la vallée transversale du Séfid-Roud et au Sud du Taleche.

Dans l'Elbourz occidental, le socle primaire affleure dans deux régions : le Sud (arrondissement Chahsavar) et l'arrière-pays de Foumen. Ce socle se montre sous la forme de calcaires primaires,

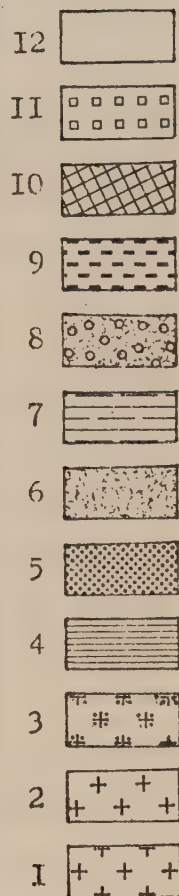
La carte géologique de la région du GUILAN

Fig - 68



Ech: I:2500000

- 1- Roches ignées intermédiaires.
- 2- Roches ignées acides.
- 3- Roches métamorphiques.
- 4- Paléozoïque .
- 5- Trias .
- 6- Jurassique .
- 7- Crétacé .
- 8- Mésozoïques .
- 9-Eocène (Volcanique, Tuf vert de l'ELBOURZ).
- 10- Miocène .
- 11- Quaternaire(Terrace) .
- 12- Quaternaire .



de roches éruptives ou métamorphiques. Le carbonifère supérieur, le moscovien et l'ouralien existent certainement dans l'Elbourz occidental. Selon STAHL A.F. (FURON R., 1941, p. 232), la découverte de *Productus striatus* sow., et surtout de *Spirifer mosquensis* Fischer, font la preuve que cette formation appartient au carbonifère. De plus, dans les gisements situés près de Bivarzine (Fig. 68), les calcaires fossilifères viséens sont surmontés de calcaires azoïques appartenant au carbonifère supérieur.

Le Trias marin a peu d'importance dans l'Elbourz occidental. Les affleurements volcaniques du Trias sont visibles à Ramsar et à Pochte-Kouh Massouleh dans un plissement très complexe. Les roches volcaniques de l'Ouest sont basiques, tandis que dans l'Est, c'est-à-dire dans le Khorassan, elles étaient acides et rhyolitique (FURON R., 1941, p. 249).

Les formations du Jurassique et du Crétacé forment l'ossature de l'Elbourz occidental. En principe, les affleurements crétacés sont plus étendus que ceux du Jurassique, tandis que l'on observe le contraire dans l'Elbourz central et oriental. Les formations de l'Eocène ont recouvert le bassin versant sud de l'Elbourz occidental. Dans cette région, l'Eocène est représenté par les roches volcaniques nommées "tufs verts" ou "couches vertes" ou "roches vertes". Enfin, au Sud, la formation miocène affleure à Lochan, Mandjil et dans le bassin du lac de Séfid-Roud.

La présence de formations pétrographiquement très différentes entraîne une grande variabilité des terrains alluviaux du Guilan.

Dans la vallée de Séfid-Roud, autour du tunnel de Foumen, les schistes noirs, les roches vertes (tufs verts), les marnes gréseuses, le flysch, le calcaire dolomitique et les conglomérats se trouvent ensemble. Ce massif est l'objet d'une violente érosion,

d'autant plus active que des pluies torrentielles, viennent s'abattre sur cette chaîne, surtout en automne et en hiver. L'abondance des précipitations d'une part a permis aux cours d'eau de traverser la chaîne en plusieurs points (sans doute grâce à leurs antécédence) vers le Guilan et d'opérer des captures. Le Séfid-Roud attire toutes les eaux des montagnes de l'Azerbaïdjan jusqu'aux limites du bassin du lac de Rezaïeh et des montagnes de Kurdistan. Tous les matériaux arrachés aux montagnes de l'Ouest de l'Iran, et à l'Elbourz occidental sont transportées soit par le Séfid-Roud, soit par les cours d'eau de Foumen ou Lahidjan, vers la plaine du Guilan.

Dans la vallée du Séfid-Roud, au Nord de Mandjil et à Roudbar, c'est-à-dire dans le bassin versant sud de l'Elbourz, nous voyons apparaître sous les couches liasiques à plantes et à charbon, des schistes, et des calcaires noirs et jaunes. Les calcaires passent à l'Est, où ils sont renversés au Nord de Bivazine. Dans cette région, surtout au Sud, le bassin versant, tourné vers le plateau iranien (désert de Saveh), est entièrement dénudé et est creusé par une érosion intense. Par contre, le versant Nord de l'Elbourz est recouvert jusqu'à 2000 m et parfois 2800 m par une épaisse végétation forestière, qui a rendu les observations très difficiles.

En général, dans les montagnes et aussi dans les plaines, les formations éruptives et les couches sédimentaires sont recouvertes d'un sol brun forestier profond, souvent très argileux, riche en humus et en matières organiques, faiblement lessivé, variant du brun noir au brun rouge et très fertile (ROL R., 1956). L'érosion est faible dans les parties boisées, très forte dans les lits des cours d'eau, ce qui a entraîné - consécutivement peut-être, à des mouvements récents, le creusement d'un très grand nombre de vallées profondes.

La partie orientale des montagnes du Guilan a une structure différente. Le massif de l'Elbourz est plus large, et plus proche de la mer (20 km à Roudsar, et 5 km à Ramsar - Fig. 68). Sur ce massif situé entre la côte orientale et le bassin effondré du Chahroud, nous pouvons distinguer deux zones très élevées. La première est le massif du Deileman et du Somam-Kouh (3719 m d'altitude) dont la ligne générale s'oriente du Nord-Est au Sud-Ouest ; elle est hérissée par de nombreuses crêtes de calcaires jurassiques. Nous notons, vers l'Est, les crêtes du Karam-Kouh à 3381 m d'altitude et de Badir-Kouh, à 3630 m. La seconde, plus épaisse et plus continue, est la zone d'Amarlou, où les crêtes dépassent le plus souvent 3500 m. Ces hauteurs sont formées de roches vertes et de roches crétacées qui se raccordent vers l'Est au groupe surélevé du Takht-é-Soleiman à 4821 m (SAHAMI S., 1964). Le sommet le plus élevé est Alam-Kouh dont l'altitude culmine à 4840 m (BO-BEK H., 1953, p. 26), dépassant de peu le Mont Blanc.

Mentionnons encore la présence du crétacé surtout au Nord de l'Alam-Kouh, dans les cuvettes synclinales du Kelardecht (P. BOUT et coll., 1961, p. 14). Au sommet, le granite et les gneiss de l'Alam-Kouh et du Takht-é-Soleiman affleurent au voisinage de couches primaires ayant un faciès profond. La gélivation actuelle n'est active et évidente qu'au-dessus de 3300 m. Sur les pentes fortes du massif de l'Alam-Kouh, dans les granites diaclasés et, plus encore, dans les calcaires noirs et les quartzites fortement redressés, la gélivation fournit le matériel des éboulis qui tapissent les basses pentes calcaires, constituant les énormes moraines latérales recouvrant le glacier de l'Alam-Kouh. Les pentes sont très fortes, le matériel fin, lessivé sur les pentes, est trop rare pour que des sols structurés soient fréquents. L'érosion et l'altération mécanique sont intenses.

4-2- Etude géologique des plaines du Guilan

Les plaines côtières du Guilan sont construites en fonction d'un niveau marin évoluant à la manière d'un grand lac plutôt qu'à celle d'une mer (P. BOUT, 1961, p. 105). Les soulèvements pliocènes et actuels d'une part, la régression et l'abaissement du niveau de la mer Caspienne d'autre part ont accéléré l'évolution du relief et l'action des eaux courantes.

L'abondance des précipitations favorisent une altération et une désagrégation rapides des roches, principalement dans la région du Guilan et surtout dans l'Elbourz. Par ailleurs au pied des montagnes et sur une largeur d'une dizaine de kilomètres les nappes alluviales sont riches en éléments grossiers, de blocs, galets et graviers, amenés par les cours d'eau.

Les plaines côtières du Guilan sont constituées par la juxtaposition de trois territoires caractéristiques géologiquement notables. Ce sont les plaines du Roudsar-Lahidjan, du Séfid-Roud et du Foumen.

Toutes ces zones s'allongent d'Est en Ouest, sur environ 130 km, la largeur varie de 25 à 42 km avec une superficie voisine de 400 km².

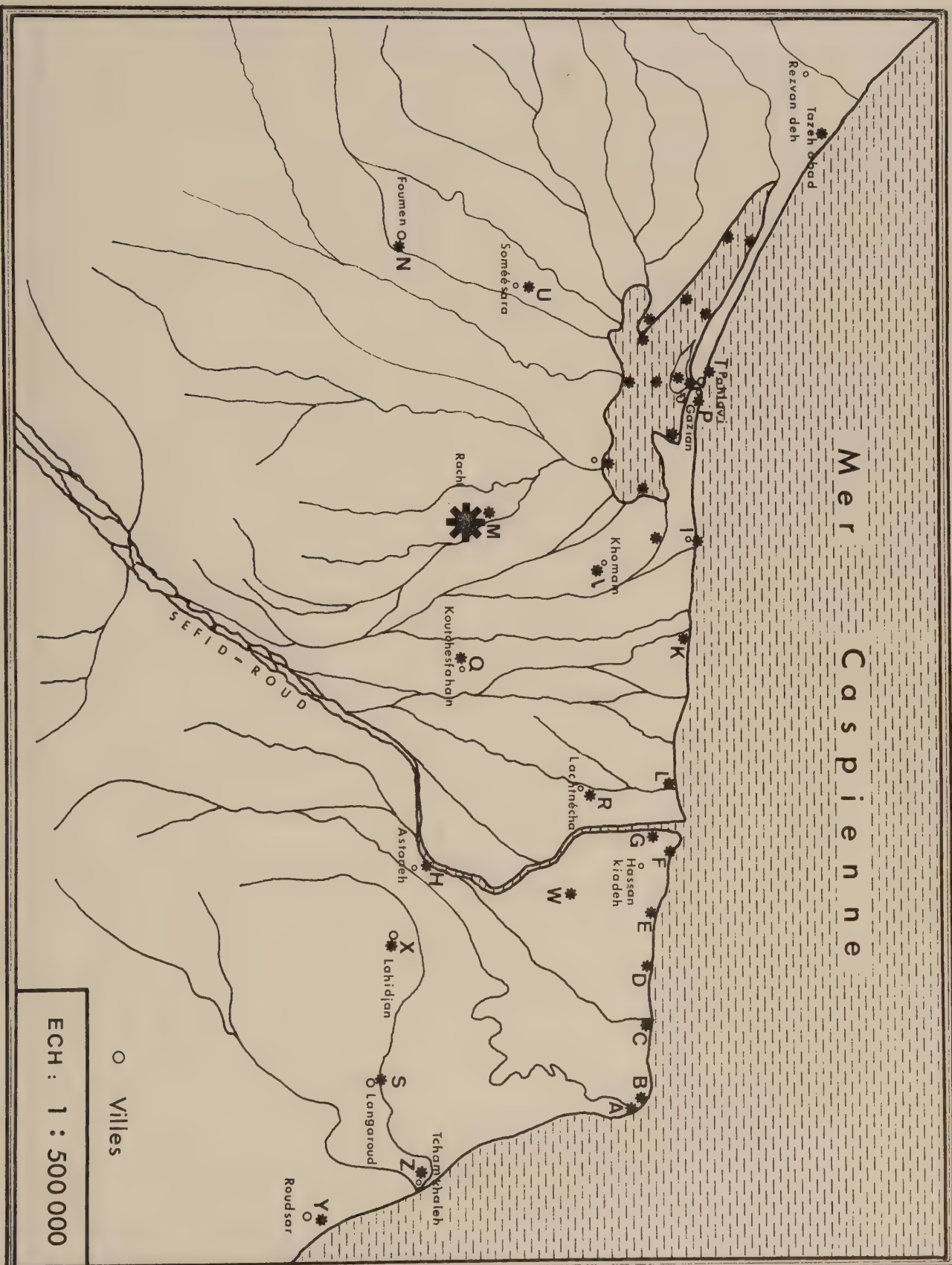
Ces territoires comprennent les deltas du Séfid-Roud et les cours d'eau du Foumen, ce qui a déterminé la formation de trois régions distinctes.

4-2-1- La partie orientale du Guilan, du Lahidjan à Roudsar.

Les montagnes orientales du Guilan se composent de terrains jurassiques et crétacés, mais le petit massif granitique qui se dresse au Sud de la route de Lahidjan-Langaroud, est bordé

• Localisation des prélèvements - Guilan

Fig. 69

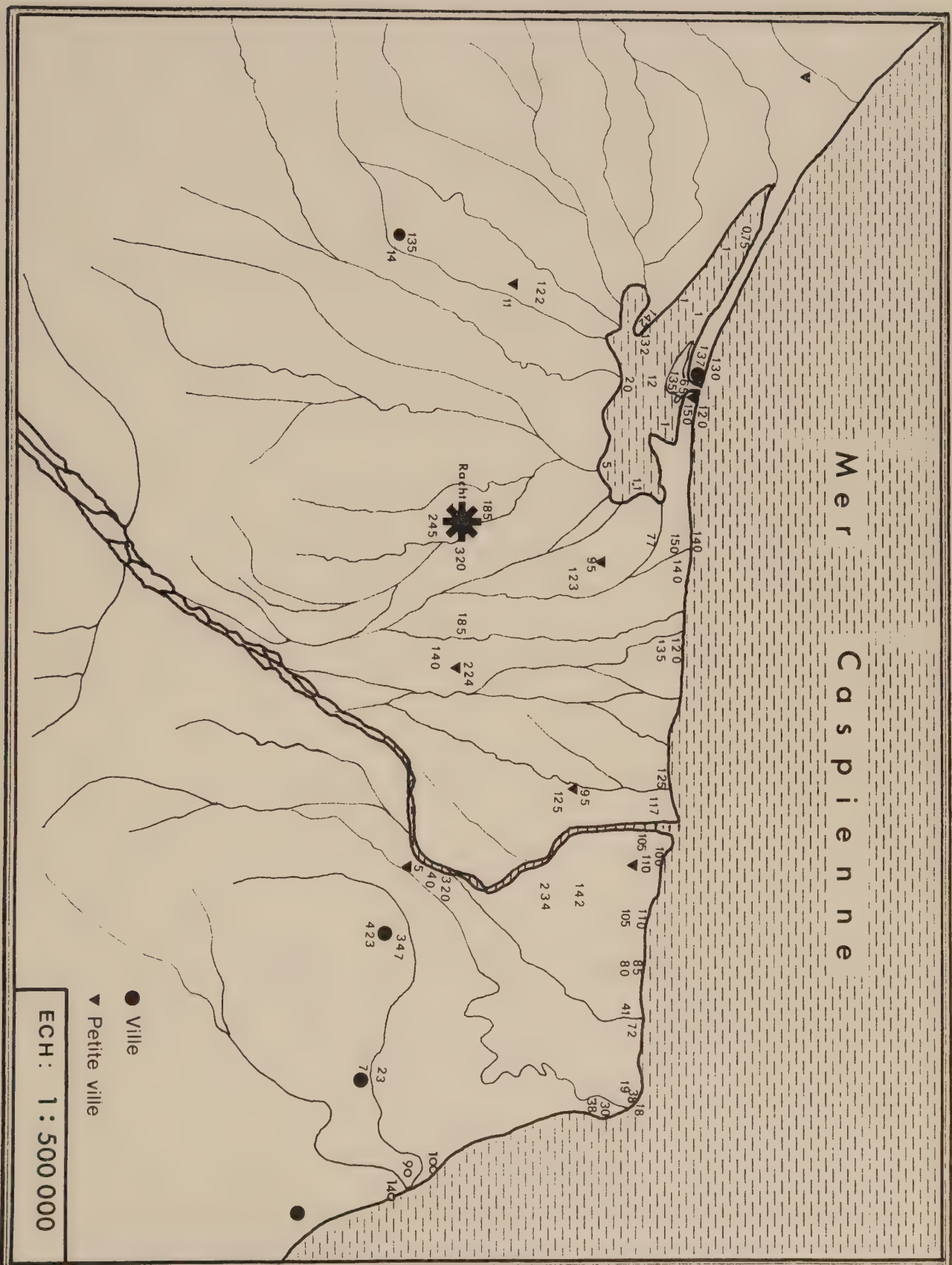


○ Villes

ECH : 1 : 500 000

Médiane granulométrique en microns - Guilan

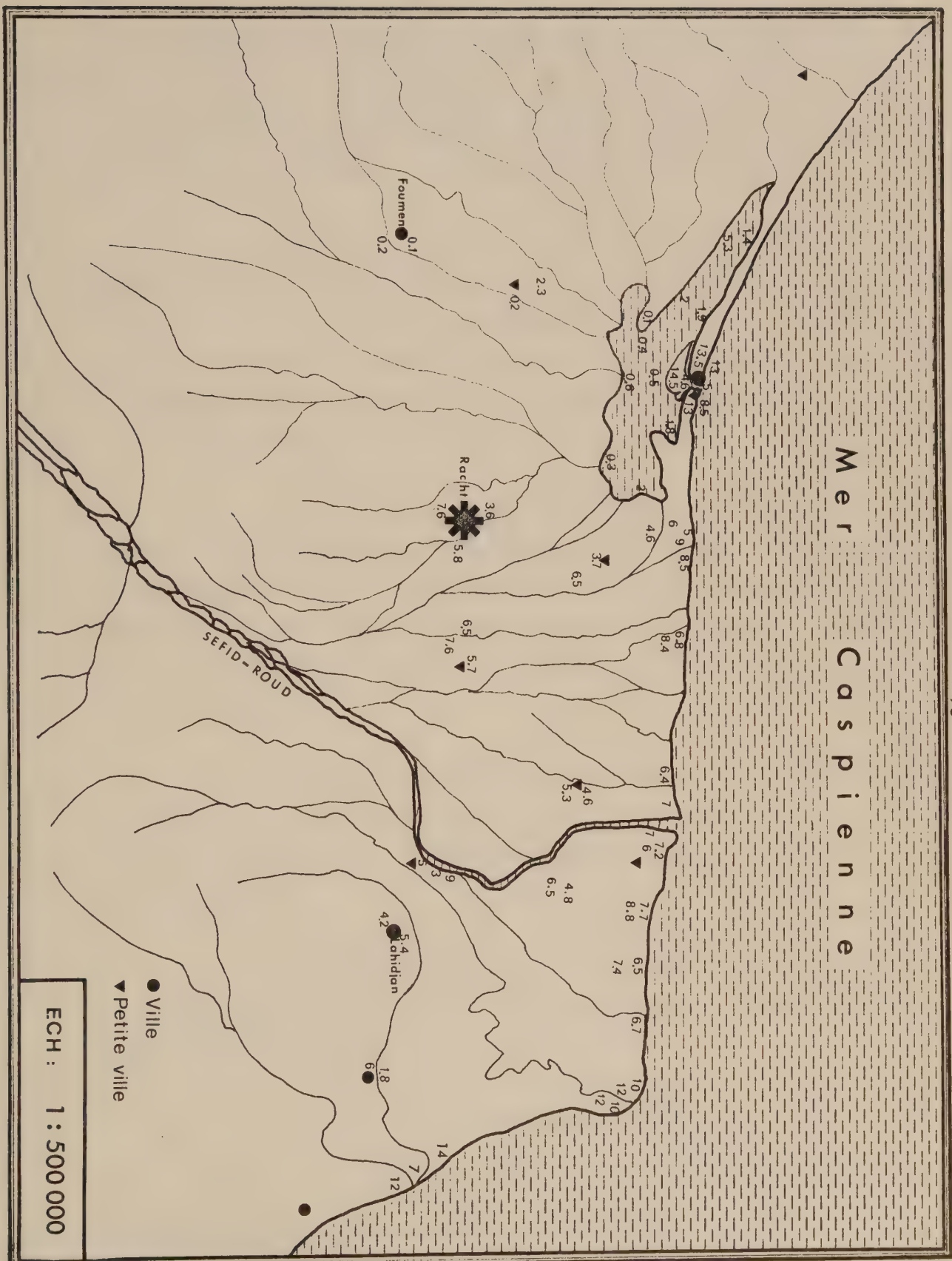
F19-70



AMIN SOBHANI

Teneur en carbonate de calcium % - Guilan

Fig - 71



à l'Est par des grès grossiers que l'on retrouve à l'Ouest, mêlés à des quartzites et à des calcaires. Les roches granitiques de Lahidjan-Langaroud contiennent beaucoup d'apatite, dont la décomposition donne des sols favorables à la culture du thé. Dans toute la région du Lahidjan-Langaroud, dans la plaine, dans la haute plaine et aussi sur les collines, la culture du thé s'est vulgarisée.

Cette zone se situe géographiquement dans le prolongement de la frange alluviale du Séfid-Roud. Il est évident que l'influence du Séfid-Roud n'est pas dominante ; la côte a été régularisée par l'apport alluvial arraché au versant nord de l'Elbourz, et par les courants côtiers. Cette région très exiguë ne dépasse pas 35 km dans sa plus grande largeur (25 km à Roudsar).

Au Nord du Langaroud, entre Tcham Khaleh et Dahan Sar (ancienne embouchure de Séfid-Roud), on retrouve quelques lagunes et des terrains marécageux. Cette zone et les parties voisines ont été conquises récemment sur la mer Caspienne et correspondent en partie à un ancien lit du Séfid-Roud abandonné par le fleuve au début du 20^e siècle.

Le pourcentage de calcaire y est faible (2 à 7 %), alors que sur les côtes et la haute plaine, il est assez fort (8 à 18 %). En général, les formations lagunaires bien lessivées manquent de calcaire.

Le pH est basique (7,7 à 8,7) tandis que dans les sols de champs de thé (à profondeur 1 m) et dans les marécages, il est toujours inférieur à 7.

4-2-1-1- La granulométrie

La région est couverte par les alluvions des cours d'eau et à certains endroits par les sédiments lagunaires ou anciens dépôts. Les sables côtiers sont fins, bien classés, sans

éléments grossiers supérieurs à 1000 microns. La teneur des fractions fines ne dépassent pas 8 %. La médiane varie entre 90 et 140 microns. Le faciès granulométrique est toujours logarithmique.

Dans les sédiments de la plaine le pourcentage des particules fines augmente jusqu'à 80 %, dont au moins 40 % appartiennent aux argiles ($\ll$ 2 microns). Le faciès parabolique et parfois logarithmique (seulement pour les sables) confirment le passé de la région et la manière de la sédimentation s'est faite, comme nous l'avons déjà expliquée. Les sables au faciès logarithmique appartiennent à la basse plaine.

Les courbes de la série S correspondent à cette région.

Au Nord, à Tcham Khaleh les sables fins contiennent une quantité assez forte d'argiles (environ 20 %). La médiane est voisine de 100 microns. Dans le petit delta de Chalmanroud à Tcham Khaleh, les fractions grossières ne dépassent pas 630 microns.

4-2-1-2- La morphoscopie des sables

Le long de la côte de Tcham Khaleh à Ghassem-abad (Est de Roudsar), les sables de la plage sont formés de quartz fins usés. La majeure partie des grains sont constitués de quartz R. M. (50 %) et de quartz E. L. (20 %). Les quartz N. U. transparents sont rares. En dehors des quartz, on trouve de la magnétite, des feldspaths (environ 10 %), des micas (surtout biotite) et quelques apatites. Au Sud, sur une distance de 2 km vers la mer, les éléments grossiers sont ronds, tandis que les éléments fins ont une forme anguleuse. De plus les grains N. U. transparents de quartz sont abondants.

S_1 LANGAROU

Traitements par :

- 1 - KCl (N) .
- 2 - LiCl(2N) + Cuisson à 300°C + Glycérine
- 3 - Glycérine .
- 4 - $MgCl_2$ (N) + Glycérine .
- 5 - Brut (2microns) .
- 6 - HCl (2N) .
- 7 - Cuisson à 530° C .

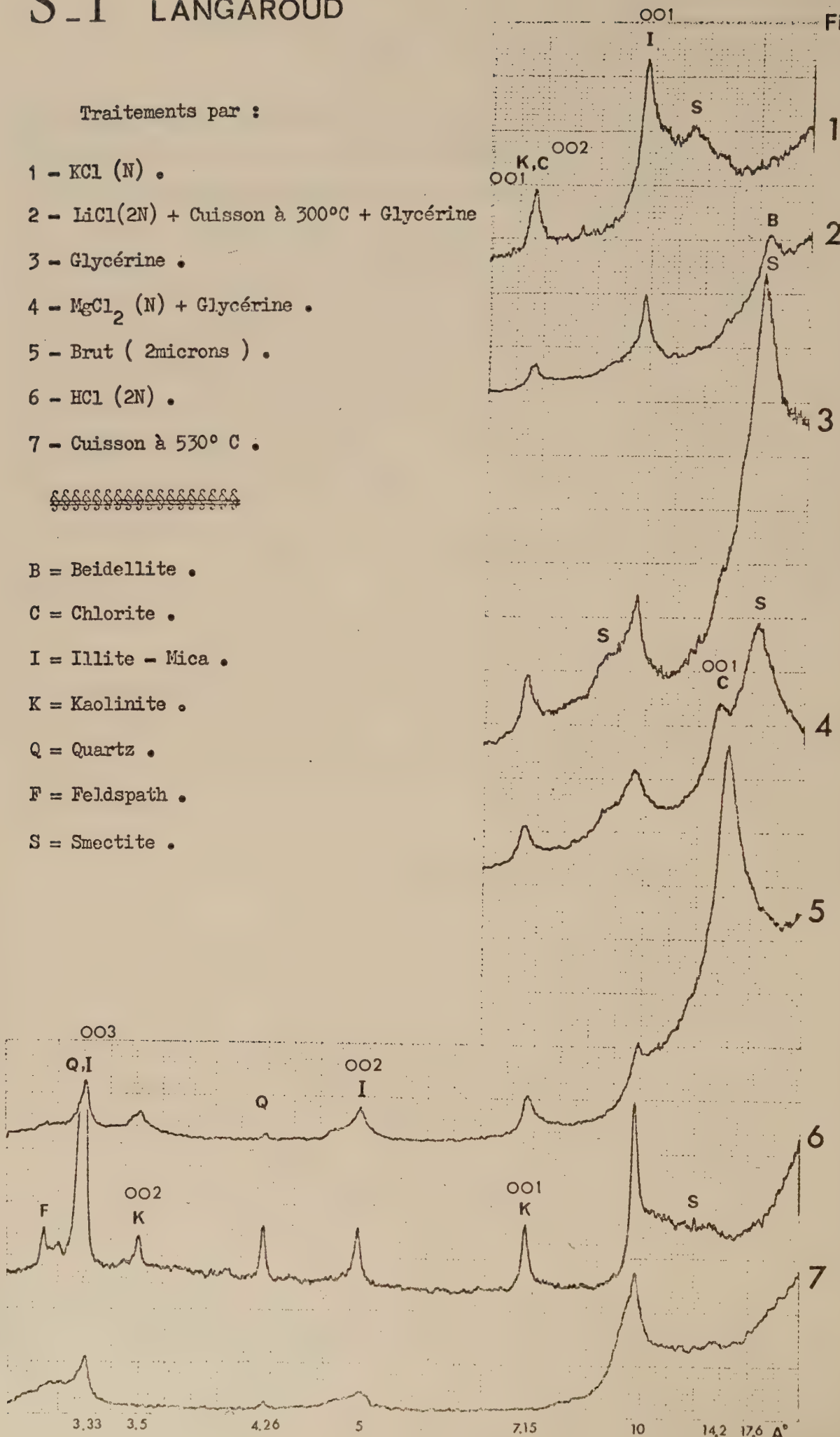
~~~~~

B = Beidellite .  
 C = Chlorite .  
 I = Illite - Mica .  
 K = Kaolinite .  
 Q = Quartz .  
 F = Feldspath .  
 S = Smectite .

Fig : 72

PHILIPS : PR 4010/00 Anticathode de Co .

E . AMIN SOBHANI





#### 4-2-1-3- Les minéraux lourds

Dans les sables côtiers du Tcham Khaleh les minéraux lourds représentent un pourcentage de 10 à 14 %. Les magnétites et les oligistes sont abondants (18 à 23 % du total des minéraux lourds), mica noir (la biotite) 15 à 20 %, augite et épidote de 9 à 12 %, hornblende (verte), apatite environ 5 %. La plupart des minéraux sont altérés et usés.

#### 4-2-1-4- Les minéraux argileux

Les argiles de la région du Langaroud à Lahidjan ressemblent à celles de la plaine du Séfid-Roud ; mais les minéraux de type smectite (beidellite) y dominent. Ce minéral bien cristallisé, ayant un pic aigu à  $18 \text{ \AA}^\circ$  (001), donne une deuxième raie (002) à  $8,8 \text{ \AA}^\circ$ , après traitement par la glycérine (Fig. 72 - diagramme 3). Après traitement au LiCl (2N), chauffage et action de la glycérine, il reste un pic à  $18 \text{ \AA}^\circ$  (beidellite), large à la base et plus court que celui que nous avons observé dans les autres régions ; mais le pic (002) a disparu (Fig. 72).

La quantité de chlorite est faible. Elle disparaît totalement par chauffage, mais elle gonfle sous l'action de la glycérine (chlorite gonflante). Dans les piedmonts, les chlorites abondent, surtout dans la fraction fine supérieure à 2 microns. Elles ont leur origine dans les roches ignées. La pluviosité intense, la végétation et des sols à pH assez acide accélèrent l'altération et la désagrégation des roches. La diminution de la quantité des chlorites dans les éléments fins montre qu'elles sont sensibles aux facteurs précités.

Le diagramme n° 1 (traitement par KCl - Fig. 72), indique qu'il existe une quantité assez importante de vermiculite (augmentation du pic à  $10 \text{ \AA}^\circ$ ).

La kaolinite, l'illite et le mica sont aussi moins fréquents. Le teneur de l'illite et du mica dans les fractions 10 à 30 microns est plus forte que dans les argiles.

#### 4-2-2- Le Séfid-Roud

Le Séfid-Roud, formé de la confluence du Chahrud et du Kizil-Ouzen, est le seul cours d'eau qui ait réussi à traverser les montagnes de l'Elbourz. Ses formations deltaïques gagnant sur la mer, sont responsables de l'élargissement de la plaine et de la morphologie complexe de cette partie. La région du Guilan est fortement influencé par les apports du Séfid-Roud, fleuve de fort débit (débit moyen annuel de l'ordre de  $200 \text{ m}^3/\text{s}$ ) fortement chargé en matières solides, alimentant un bassin versant d'environ  $57880 \text{ km}^2$  (Fig. 73). Ses influences se font sentir dans toute la région du Racht (centre de la province), ainsi que dans l'Est de la plaine du Foumen (rive gauche), et dans la majeure partie de la région du Lahidjan (rive droite).

A partir du débouché du fleuve, dans la plaine par la passe d'Imam-Zadeh Hacheme, on peut distinguer successivement les zones suivantes :

1) une zone de plaine haute et moyenne, formée essentiellement de galets et de graviers de 20 à 200 et même 300 mm de dimension. La pente diminue progressivement de la partie amont de cette haute plaine (Roudbar 280 m d'altitude) vers l'aval (au Nord d'Astaneh 5 m d'altitude). La dénivellation de 275 m sur une distance de 70 km représente une pente de 4 m/km. La largeur du lit majeur varie de 1 à 2 km, les dépôts de sable et de limon s'étendent de part et d'autre de la rivière à la fois entretenus par la migration des méandres, les inondations dues aux grandes crues et l'action des canaux d'irrigation (colmatage). Le changement du tracé du lit est net au Sud d'Imam-Zadeh Hachème, où la rivière se dirige d'abord vers l'Ouest

# LE BASSIN DU SEFID-ROUD

Fig : 73



AMIN SOBhani

Extrait :

IRAN 1 : 250,000 MOSCOU 1966

TEHRAN 1 : 1,000,000 I.G.N Paris 1959

BAKU 1 : 1,000,000 I.G.N Paris 1958

REVUE No 12 D.H - M.E.E Téhran 1966

- |                       |              |
|-----------------------|--------------|
| ★ 1 - Salamat abad    | 6 - Kilvan   |
| 2 - Pol - é - Dokhtar | 7 - Galinak  |
| 3 - Mianeh            | 8 - Lochan   |
| 4 - Mianeh            | 9 - Roudbar  |
| 5 - Ostour            | 10 - Astaneh |





et puis en quelques kilomètres revient vers l'Est.

2) De Douzlat à Astaneh, le Séfid-Roud coule dans une plaine basse en conservant les caractères d'une rivière à fort transport solide. L'accumulation de matériaux assez fins (sable et limon) produit l'exhaussement du lit, et le fleuve est surélevé par rapport à la plaine. La largeur du lit est de 2500 m à Douzlat, puis la rivière se ramifie en bras secondaires d'eau. Le tracé de la rivière s'est modifié maintes fois à la suite des phénomènes de débordement provoqué par les crues. La nouvelle embouchure à Hassan Kiadeh a une largeur de 500 m. Ce changement du tracé est net dans l'Ouest du Lahidjan, où un ancien embranchement du Séfid-Roud traverse en diagonale toute la région. Les deux côtés de ce tracé abandonné et utilisé aujourd'hui comme canal d'irrigation, ainsi que de nombreuses cuvettes et petites lagunes témoignent des anciennes lagunes comblées par le remblaiement alluvial.

Dans la partie centrale et septentrionale de la plaine c'est-à-dire sur la rive gauche du Séfid-Roud, un réseau d'irrigation très dense distribue la majeure partie du débit de la rivière. Les nombreux bras du Séfid-Roud parcourant la plaine, se jettent dans la mer Caspienne après irrigation de la plaine.

3) La zone de l'embouchure. Le lit du Séfid-Roud s'élargit du nouveau dans les parties extrêmement basses du Nord-Ouest de Hassan-Kiadeh où la largeur du fleuve atteint 500 m. Les apports du fleuve sont énormes ainsi que le montre la rapide progression de l'embouchure sur la mer (5 km en 50 ans).

A partir de Dahaneh Sar (ancienne embouchure du Séfid-Roud), s'est construit une plage sableuse régulière, à grands secteurs rectilignes, qui forme un promontoire deltaïque au Nord-Est de la plaine. Cette plage est bordée par un cordon dunaire large de 100 à 400 m, haut de 15 m qui sépare la plage d'une étroite dépression maréca-



geuse. La plage est déprimée par rapport au cordon dunaire ; et est recouverte par des arbustes et une végétation aquatique. Elle se poursuit en direction de Roud Sar (au Sud) par une zone très étroite.

Dans la région de l'embouchure, lorsque les matières fines et les sables parviennent à la mer Caspienne, les éléments fins, en suspension dans les eaux de la rivière, restent à la surface de la mer avec les eaux douces avant de se sédimenter au gré des courants marins en fonction des vitesses de décantation. Il est bien évident que les sables se déposent immédiatement ; puis s'étalent sous l'action des courants marins et des vents, surtout vers la côte orientale du delta, où ils s'accumulent en dunes et en cordons sableux.

#### 4-2-2-1- L'évolution de delta du Séfid-Roud

Nous avons déjà indiqué que le Séfid-Roud avait eu différentes embouchures au cours des siècles. Ce changement du tracé est nettement visible, dans la région d'Hassan-Kiadeh à Amir Abad (au Sud de l'ancienne embouchure).

Selon RABINO (MOFAKHAM PAYAN, 1969, n° 5, p. 28), de 1845 à 1853, le Séfid-Roud passait à côté de Lahidjan, puis se jetait dans la Caspienne à proximité de Roudsar.

D'après ROSTAMI (1945, p. 129) de 1853 à 1883, il se jetait dans la mer près du village de Dahaneh Sar (Dahaneh Ghadim, signifie 'l'ancienne embouchure' au Nord-Est de la plaine du Guilan) (Fig. 29).

De 1883 à 1887, il coulait dans le lit de Salar-Djoub et atteignait la mer près du village de Dehka (où coule encore un bras du fleuve).

De 1889 à 1916, il a coulé à proximité de Hassan-Kiadeh, et actuellement il débouche dans la mer à l'Ouest de ce



GUILAN

Fig. 74



AMIN SOBHANI

EXTRAIT :

RESHT 1:1,000,000 G.S.G.S London 1918

village.

Sur toutes les cartes topographiques et politiques anciennes (jusqu'à 1918), l'embouchure principale du Séfid-Roud se trouvait au Nord-Est de la plaine du Guilan. Actuellement existe un grand delta construit par les apports solides du Séfid-Roud, delta dont la baisse du niveau marin a favorisé l'émersion et la progression. Un bras du Séfid-Roud, qui coule dans l'ancienne embouchure, y maintient une profondeur de 3 à 4 m. La hauteur des berges ne dépasse pas 4 m. En raison de la faiblesse de la pente (1 m/1 km), ce bras dessine de nombreux méandres et de nombreuses cuvettes témoignent d'anciennes lagunes épargnées par le remblaiement alluvial. Il est utilisé aujourd'hui comme canal d'irrigation.

La côte de l'ancien delta apparaît comme une falaise s'élevant jusqu'à 5 m d'altitude. A l'Ouest de l'embouchure, aux environs de Dastak, les microfalaises argileuses et sableuses, dépourvues de restes de bivalves ou d'êtres marins, sont fréquents. La figure 74 représente la situation de l'ancienne embouchure du Séfid-Roud.

Sur la côte, entre Dehka et l'embouchure ancienne, il n'y a pas de dunes ou de cordons de sable, mais dans la partie orientale, c'est-à-dire entre Dahaneh Sar et Tchamkhaleh, des dunes et des cordons sableux s'étendent, entre le rivage et une zone marécageuse interne, reste probable d'une ancienne lagune deltaïque.

Depuis le début du 20<sup>e</sup> siècle, le fleuve a changé de direction et près de l'arrondissement d'Astaneh a dévié vers le Nord pour atteindre la Caspienne à l'Ouest du petit port de Hassan-Kiadeh. Le delta récent s'est avancé de 5 km depuis 1916, ce qui implique d'énormes apports solides du Séfid-Roud, compte-tenu

de la profondeur des fonds marins et de la dispersion par les courants.

Dans la zone du delta, la rivière s'étale atteignant une largeur de 600 à 800m. A l'Est, jusqu'à Dastak, les dunes et les cordons sableux très bas (1 à 2 m) bordent la côte sur une centaine de mètres de largeur. Il semble qu'ils ont été aplatis par les actions éoliennes.

La dispersion des bras de Séfid-Roud est grande, de sorte que jusqu'au pied des dunes, le terrain est couvert de bois, d'arbustes et de rizières. Les eaux superficielles et même les eaux souterraines peu profondes sont douces. La région occupée par les sables très fins et les argiles, s'étend jusqu'au Sud d'Astaneh-Koutchesfahan. Les actions littorales de la Caspienne jouent un rôle essentiel dans la dispersion des apports du fleuve. Le delta progresse vers l'Est sous l'effet des courants de vagues. La base du delta atteint actuellement 20 km pour une longueur ne dépassant pas 5 km.

Dans la zone externe du delta qui atteint presque 50 km<sup>2</sup>, il n'y a aucune végétation, ni installation rurale ; mais à quelques kilomètres, à l'intérieur, les installations de pêcheries et les petits villages sont nombreux.

Dans le passé, les déplacements du lit étaient très faciles et le Séfid-Roud pouvait dévier son lit lors des grandes crues. Ces déplacements se sont produits plusieurs fois dans la plaine du Guilan. Mais le fleuve est régularisé depuis une dizaine d'années. Après la construction d'un barrage, ses apports solides ont diminué, ils viennent essentiellement des matériaux arrachés au versant nord de l'Elbourz. Il est probable que la situation actuelle du lit se maintiendra constante durant une centaine d'années, pendant lesquelles le fleuve ne pourra changer ni de lit, ni de direction. D'autre part, on possède actuellement les moyens de contrôler les

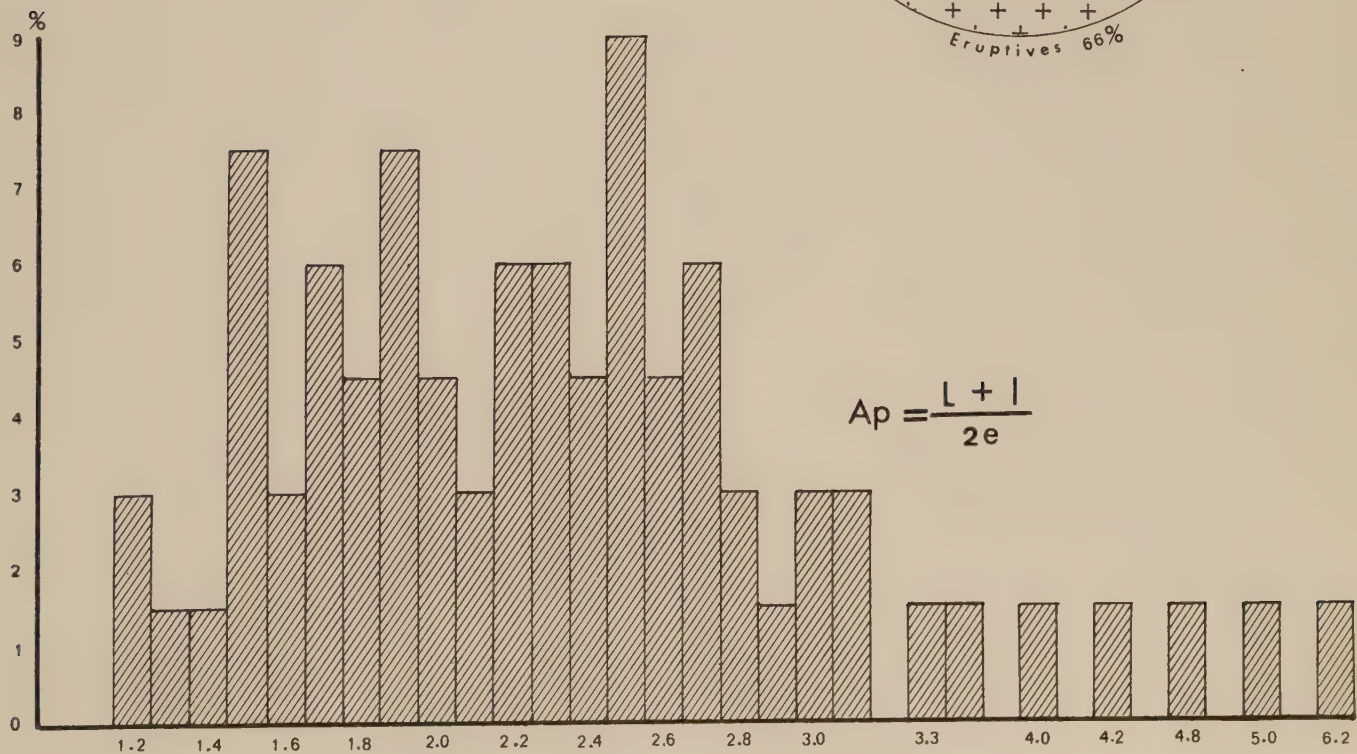
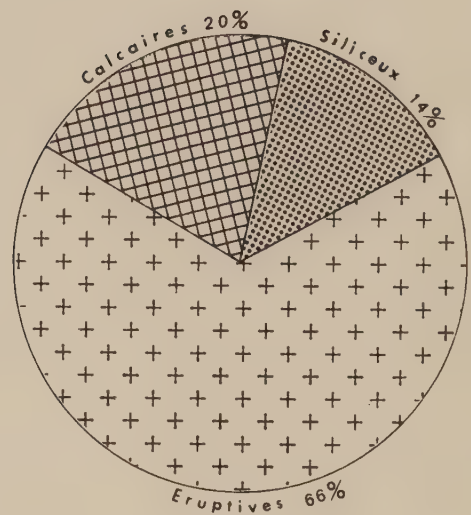
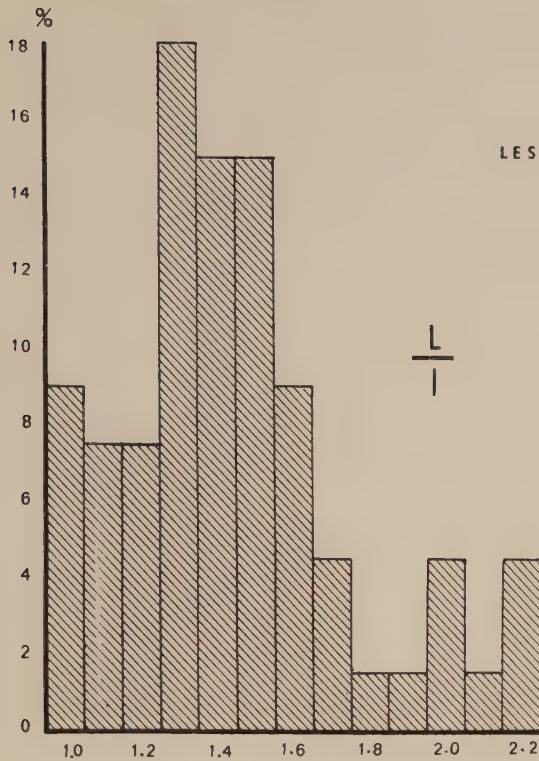


# Sefid Roud

(TCHOULAB)

Fig: 75

LES INDICES ET STATISTIQUES DES  
GALETS



$$Ap = \frac{L + I}{2e}$$



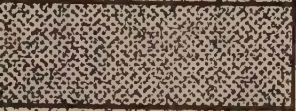


H

Sefid - Roud

Près d'ASTANEH

Fig 76

| No | Couches                                                                             | Genres                           | Mediane<br>Microns | Classement<br>Qd | F. FINES       |                 | CaCO <sub>3</sub><br>% | pH   |
|----|-------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------|--------------------|------------------|----------------|-----------------|------------------------|------|
|    |                                                                                     |                                  |                    |                  | < 2 $\mu$<br>% | < 40 $\mu$<br>% |                        |      |
| II |    | Sables<br>0.70 m                 | 100.0              | 0.10             | —              | 6               | 5.4                    | 8.40 |
| 10 |    | Sables<br>0.30 m                 | 300.0              | 0.09             | —              | 0.5             | 5.8                    | 8.30 |
| 9  |    | Sables<br>0.80 m                 | 145.0              | 0.21             | —              | 5               | 2.8                    | 8.05 |
| 8  |    | Sables fins<br>0.15 m            | 55.0               | 0.11             | —              | 5               | 4.3                    | 8.30 |
| 7  |   | Argiles<br>0.50 m                | 18.0               | 0.62             | 21             | 68              | 9.4                    | 8.20 |
| 6  |  | Argiles<br>sableuses<br>0.35 m   | 49.0               | 0.18             | 6              | 37              | 9.64                   | 8.25 |
| 5  |  | Argiles<br>0.40 m                | 1.1                | 0.65             | 60             | 99              | 5.00                   | 8.10 |
| 4  |  | Sables 0.2m                      | 90.0               | 0.07             | —              | 7               | 5.60                   | 8.40 |
| 3  |  | Argiles<br>0.60 m                | 1.25               | 0.70             | 47             | 93              | 5.10                   | 8.10 |
| 2  |  | Argiles<br>coquillières<br>0.30m | 11.10              | 0.64             | 26             | 83              | 5.15                   | 7.90 |
| I  |  | Argiles                          | 0.5                | 0.75             | 69             | 98              | 5.05                   | 8.00 |

AMIN SOBHANI

1) Lagune - 2) Courant encore rapide, chenal - 3) Embouchure - 4) Plage -  
 5) Embouchure - 6) Chenal rapide - 7) Chenal - 8) Littoral, à quelque dis-  
 tance du rivage - 9, 10, 11) Plages voisines de l'embouchure.

crues. Néanmoins, en certaines régions, les rizières ont remplacé bois et forêts, si bien que l'action de l'érosion s'est parfois accrue.

#### 4-2-3- Le point H - Astaneh

A 3 km à l'Ouest de la ville d'Astaneh, le Séfid-Roud dévie vers le Nord et creuse profondément son lit dans les sédiments quaternaires de la plaine alluviale. Les rives d'une hauteur de 10 à 15 m (à la verticale) sont parfaitement découvertes et sans végétation.

Les échantillons de la série H (Fig. 76) ont été prélevés sur la rive droite, à 100 m au Nord du pont. Le même profil s'observe dans toute la longueur de la traversée de la plaine alluviale par le fleuve. La coupe intéresse exclusivement des alluvions du Séfid-Roud. La teneur en carbonate de calcium varie entre 2,8 et 9,6 %. Le pH est toujours basique (7,90 à 8,40). La région est plate, sans aucune colline, mais boisée, avec des rizières.

##### 4-2-3-1- Etude granulométrique

Les sédiments sont souvent très fins. La médiane de la couche la plus grossière est 300 microns. Les couches inférieures contiennent entre 85 et 98 % de fractions fines et presque 50 % des minéraux argileux (inférieurs à 2 microns), ce qui est considérable. Cette mesure révèle les conditions très calmes dans lesquelles s'effectue la sédimentation.

Les faciès granulométriques des éléments fins sont quelque peu différents :

- la couche n° 1 d'une épaisseur de plus de 2 m a un faciès légèrement hyperbolique, correspondant, compte-tenu de débris de coquilles, à une sédimentation de lagune deltaïque très peu profonde (Fig. 77).



- Dans la couche n° 2, le faciès granulométrique (<20 microns) est parabolique, mais celui des fractions grossières est logarithmique puis hyperbolique. Ce sont des dépôts de courant.

- Dans les couches n° 3 et 5, les particules fines ont un faciès légèrement parabolique ou sublogarithmique. C'est le faciès ultime typique des embouchures ou des vases littorales.

- La couche n° 4 dont le faciès est tout à fait logarithmique, surtout bien classé est un dépôt littoral (un dépôt de plage).

Les sables de ces dernières couches (8 à 11) sont bien triés et leurs indices de classement voisins de 0.

#### 4-2-3-2- Morphoscopie des grains

Les sables de la plaine de Séfid-Roud sont de type fluviatile franc, à faciès anguleux et angles non arrondis (sauf les couches inférieures) ce qui confirme les données de l'étude géographique et géologique. Il est remarquable de constater que ce caractère fluviatile des sables se retrouve dans la majeure partie de la plaine. Les formations sableuses du lit du Séfid-Roud sont d'ailleurs fréquemment associées à des lits de graviers et même de galets de quartz. Il y a de nombreux types de quartz plus ou moins opacifiés, de couleur jaune, ou de type métamorphique ou intrusif, et enfin d'origine filonienne.

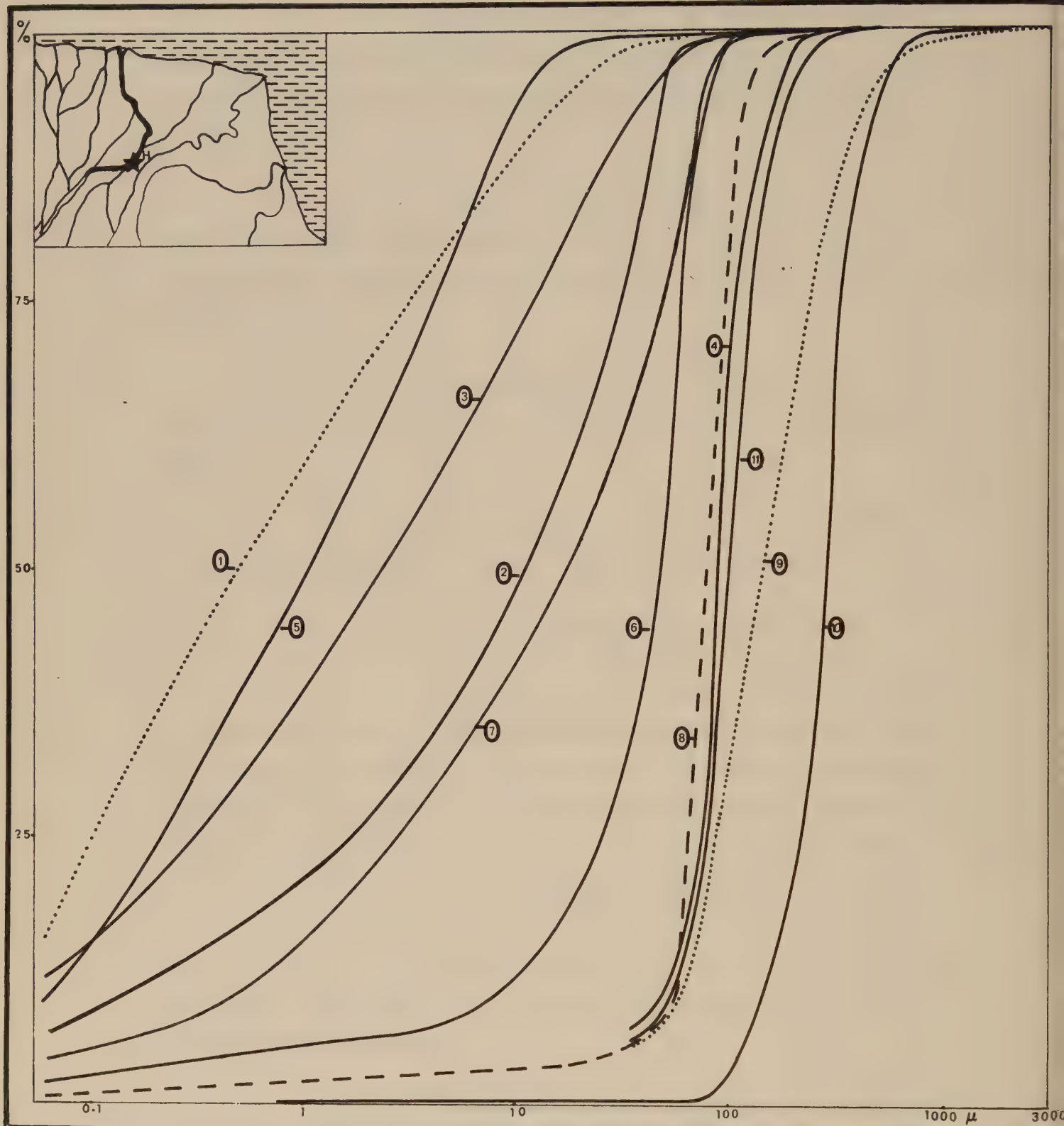
L'étude des sables à la loupe binoculaire montre la présence, outre le quartz, de grains de feldspaths en général ternes et altérés.



**H****Séfid - Roud** près d'ASTANEH

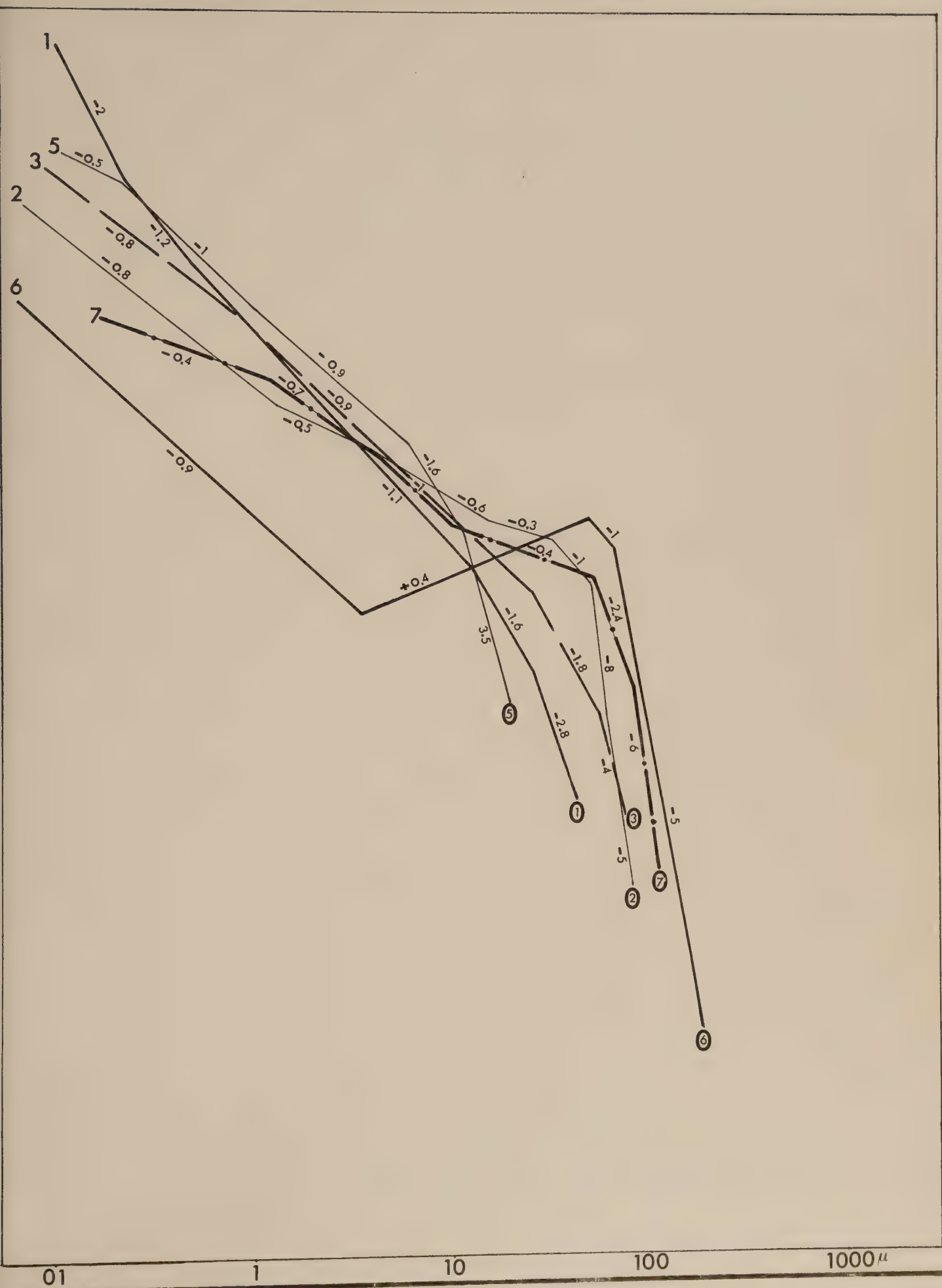
( Les courbes granulométriques )

Fig: 77



courbes semi - logarithmiques .

AMIN SOBHANI









## H-5 ASTANEH

Traitements par :

- 1 - KCl (N) .
- 2 - Glycérine .
- 3 - LiCl(2N) + Cuisson à 300°C + Glycérine .
- 4 - MgCl<sub>2</sub> (N) + Glycérine .
- 5 - Brut ( 2 microns ) .
- 6 - Cuisson à 400° C .
- 7 - Cuisson à 530° C .
- 8 - HCl (2N) .

~~S S S S S S S S S S S S~~

B = Beidellite .

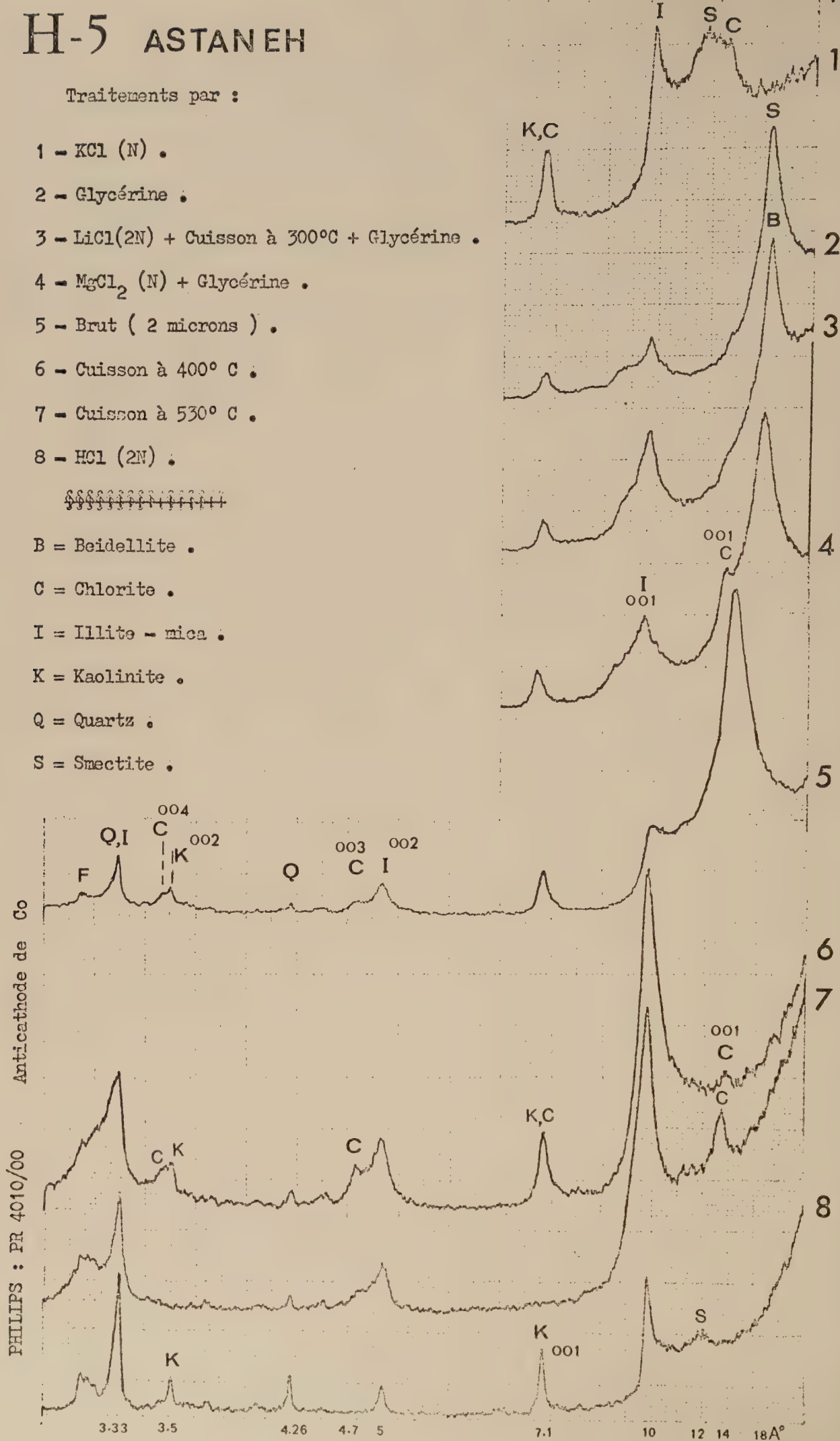
C = Chlorite .

I = Illite - mica .

K = Kaolinite .

Q = Quartz •

S = Smectite .



#### 4-2-3-3- Les minéraux lourds

Les apports solides du Séfid-Roud contiennent en abondance différents éléments lourds, que l'on peut rattacher aux différentes régions du bassin-versant.

Mica noir : Granites, andésites, micaschistes.

Magnétite : Basaltes et terrains métamorphiques.

Hornblende (verte et brune) : Roches éruptives et métamorphiques.

Augite (verte) : Roches éruptives basiques.

Epidote : Roches éruptives et métamorphiques.

Zircon : Roches éruptives (surtout pegmatites).

Hypersthène : Roches éruptives basiques.

Rutile : Roches éruptives et métamorphiques.

Grenats : Roches éruptives et métamorphiques.

Tourmaline (rarement) : Roches éruptives et métamorphiques.

L'abondance des minéraux liés aux roches métamorphiques accompagnés de quelques uns des minéraux des roches volcaniques, traduit d'une façon excellente la configuration géologique des bassins versants. Cette abondance prouve en effet que la plus grande partie du travail d'érosion du massif de l'Elbourz et Taleche s'effectue dans les zones cristallines et métamorphiques intermédiaires comprise entre les massifs volcaniques d'une part et les plaines sédimentaires d'autre part.

#### 4-2-3-4- Les minéraux argileux

L'étude des argiles a été faite sur tous les échantillons prélevés de la région.

Les minéraux argileux sont (Fig. 79) :

1) la kaolinite caractérisée par ses deux premières réflexions basales :  $7,18 \text{ \AA}^\circ$  (001) et  $3,57 \text{ \AA}^\circ$  (002). Elle est abondante. La pré-

sence de la kaolinite sur un littoral humide et tempéré (17°C moyenne annuelle) d'une part, et dans des formations entièrement marines, n'est pas exceptionnelle. Nous l'avons déjà rencontrée dans la plaine du Guilan et dans les dépôts du Séfid-Roud. Sa genèse peut être due :

- à l'altération des roches ignées de l'Elbourz occidental et des montagnes sud de l'Azerbaïdjan ;
- à la transformation diagénétique des illites sous l'influence d'eaux acides chargées de matières organiques (KELLER W.D. , 1968) ;
- au remaniement de formations anciennes (Miocène).

La kaolinite est un minéral caractéristique des zones superficielles. Dans les régions littorales l'eau de mer à la température ordinaire assure sa stabilité. A notre avis la kaolinite serait un héritage des bassins versants (dans sa majeure partie) ; à présent, elle constitue un indicateur paléogéographique des anciens rivages.

2) Les smectites.— Dans tous les échantillons de cette région, une réflexion de 14,2 Å sur l'agrégat orienté brut suggère la présence des minéraux de type smectite et chlorite. Le pic est un peu masqué par les réflexions de l'hydroxyde de fer et est très élargi à la base. La diagnose est confirmée une première fois par la glycérine seule, puis par l'action du  $MgCl_2$  (N) suivie de celle de la glycérine, enfin par l'essai au chlorure de Li, après lequel la glycérine fait augmenter l'écart réticulaire du minéral jusqu'à 18,2 Å. Le minéral bien cristallisé est une beidellite. Le pic de (001) de la beidellite est aigü (traitement par la glycérine - Fig. 79, n° 2), mais la raie (002) n'est ni nette, ni pointue. En effet, le pic de (001) de l'illite-mica s'élargit à la base.

Les caractères susmentionnés sont représentatifs des minéraux de type smectite ou plus précisément pour la beidellite. Le pic de (001) de ce minéral varie de 14,2 Å à 12,5 Å après traitement par KCl (N) ou  $NH_4Cl$  (N). Le pourcentage de beidellite est considérable dans

cette série ; elle résiste davantage à l'attaque de HCl (2N) (Fig. 83).

En général les argiles du type smectite sont des minéraux aux multiples origines. La diminution graduelle des illites-micas, du Sud au Nord de la plaine du Séfid-Roud et par contre l'augmentation de la quantité des minéraux de smectites dans cette direction, montrent qu'une grande partie de smectite est issue de l'altération des micas. Selon Y. TARDY, H. PAQUET et G. MILLOT (1970) quand le milieu est lessivant pour tous les cations, la biotite évolue vers la kaolinite, tandis que, lorsqu'il est encore lessivant pour les cations monovalents et bivalents, mais déjà confinant pour la silice, elle évolue vers la montmorillonite.

Il est possible que les smectites soient néoformées directement de l'hydrolyse ménagée des feldspaths (TARDY, 1969).

3) La chlorite se caractérise par des écarts réticulaires de 14, 7, 15, 4, 7 et 3,54 Å°, mais le pic 14 Å° (001) est très fort (chlorite riche en magnésium). Sous l'action de chaleur (490°C ou 530°C) ses pics sont détruits ou dégradés ; ce qui montre que la chlorite est très lessivée. Elle est sensible à la glycérine. Le déplacement total de la raie de 14,24 à 18,2 Å° par la glycérine indique qu'elle est une chlorite gonflante non caractéristique (car elle n'est pas stable à la chaleur - caractère une chlorite gonflante) ; mais elle est stable à 14 Å° après traitements par KCl et  $MgCl_2$  + glycérine. Il semble que l'ion de  $Mg^{++}$  complète la couche brucitique et la rende insensible au gonflement. Nous n'avons pas trouvé de pic de 12 Å° après tous les traitements. La chlorite est héritée et sa teneur diminue après lessivage en eau douce et après l'altération dans le milieu assez acide du Guilan. L'origine principale des chlorites est dans les tufs verts (couches vertes d'Eocène) de l'Elbourz, à 70 km de la plaine. Il est possible qu'elle soit aussi apportée des montagnes d'Azerbaïdjan par les cours d'eau.



4) L'illite et le mica caractérisés par les trois réflexions basales  $10\text{ A}^\circ$  (001),  $5\text{ A}^\circ$  (002) et  $3,32\text{ A}^\circ$  (003), insensibles à tous les traitements. La seconde réflexion est moins forte que les deux autres. Nous avons observé qu'après traitement par  $\text{MgCl}_2$  glycérimé et  $\text{LiCl}$  glycérimé, le pic à  $10\text{ A}^\circ$  est large à la base, cette irrégularité est causée peut être par des molécules d'eau piégées dans des interfoliaires verrouillés par le  $\text{K}^+$  comme DUNOYER de SEGONZAC (1969) l'a signalé dans sa thèse.

Le pourcentage de l'illite-mica est plus fort dans les éléments fins ( $< 40$  microns) que les argiles ( $< 2$  microns) ; c'est-à-dire que les fractions grossières de ces minéraux (les micas) sont abondants et la teneur réelle de l'illite est faible.

Selon G. MILLOT (1964) les illites ont deux origines principales : l'altération des roches sédimentaires et la dégradation des biotites, des chlorites ou des séricites préexistantes. Il est évident que pour les alluvions de Séfid-Roud toutes les conditions et les origines sont possibles.

L'hydroxyde de fer est peu abondante (sauf les couches n° 1 et 2). Nous avons réussi de l'éliminer facilement et nous avons obtenu des diagrammes très nets et pointus après glycérimage.

Les éléments détritiques comme le quartz et les feldspaths sont fréquents dans les plaques orientées à  $< 2$  microns. Cette quantité est insignifiante dans les autres points de la plaine (loin du lit majeur du fleuve).

#### 4-2-4- Dahaneh Sar (Point A)

L'ancienne embouchure du Séfid-Roud se situe au Nord-Est de la plaine du Guilan, près du village d'Amir abad. C'est seulement dans cette région que se dresse une falaise de 3 à 4 m de hauteur (Fig. 80).

Tableau 10

Composition chimique des alluvions du  
Langaroud et d'Astaneh

|                                | Astaneh | Langaroud |
|--------------------------------|---------|-----------|
|                                | (H - 5) | (S - 1)   |
| SiO <sub>2</sub>               | 59,00   | 60,05     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 19,10   | 20,00     |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 10,81   | 10,62     |
| FeO                            | 0,08    | 0,06      |
| MnO                            | 0,08    | 0,05      |
| MgO                            | 4,38    | 2,96      |
| CaO                            | 1,67    | 1,00      |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,56    | 0,68      |
| K <sub>2</sub> O               | 3,20    | 2,20      |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,20    | 1,13      |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,62    | 0,66      |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 0,80    | 0,95      |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,10    | 0,15      |
| Totaux                         | 100,60  | 100,47    |

Nous avons déjà parlé de ce delta et du déplacement du Séfid-Roud ; actuellement persiste un petit bras de l'ancien fleuve, nommé "Séfid-Roud-é-Ghadim". La région est couverte de végétation jusqu'au bord de la mer et il n'existe plus ni dunes, ni cordon de sable. De nombreux méandres de l'ancien lit ont persisté. Vers le Sud, le terrain est marécageux.

Dans le profil de la falaise, les couches ont les faciès granulométriques différents. Les éléments fins et les argiles sont plus abondants que les sables grossiers. En principe la dimension des particules ne dépasse pas 630 microns, d'autre part, la médiane est toujours inférieure à 100 microns. La quantité des éléments fins ( $< 40$  microns) atteint parfois 98 % (n° 6).

Le pH des sédiments est toujours supérieur à 8, et le pourcentage de carbonate de calcium est beaucoup plus élevé (13 %) que dans les sédiments de la plaine du Guilan (Fig. 71). Dans certaines couches les débris de bivalves contribuent à l'augmentation du pourcentage des carbonates. Les sédiments sont rouges et les couches n° 1, 6 et 7 sont caractéristiques des argiles de la région.

#### 4-2-4-1- La granulométrie

L'étude granulométrique va nous permettre de mettre en évidence les similitudes ou les différences entre les sédiments des anciens deltas et ceux du delta actuel du Séfid-Roud, d'une part, et de la plaine du Guilan, d'autre part. Nous avons calculé les indices de classement, de symétrie et les indices d'évolution.

Les sédiments de cette série (Fig. 80 et 81) sont bien classés sauf les n° 6 et 7. Dans les courbes 1 à 5, les éléments inférieurs à 20 microns (de 25 à 35 % de total de sédiments) ont un faciès parabolique, mais les fractions de 20 à 50 microns et

# Dahaneh Sar (Falaise)

Fig:80

A

3m

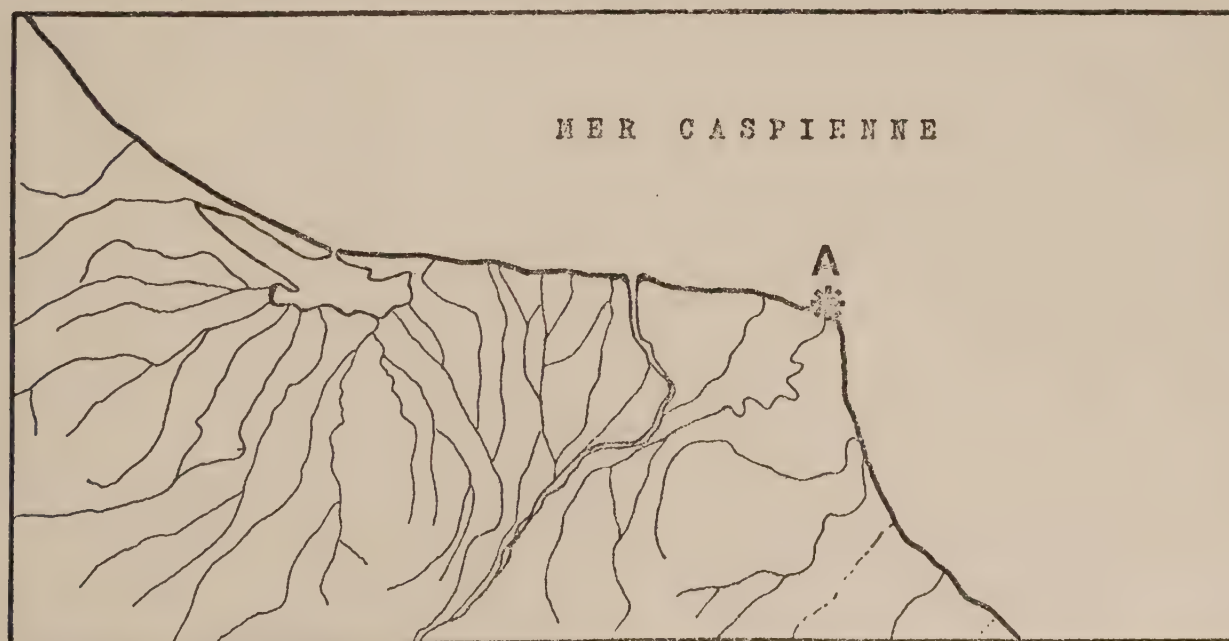
-28 m

Mer

Caspienne

| Genres                                 | Médiane | Classement | F. FINES |           | CaCO <sub>3</sub> | pH  |
|----------------------------------------|---------|------------|----------|-----------|-------------------|-----|
|                                        |         |            | <2 $\mu$ | <40 $\mu$ |                   |     |
| ⑥ Sables fins<br>( 0.6 m )             | 85.0    | 0.81       | 1        | 8         | 13.2              | 8.6 |
| ⑦ Argiles<br>( 0.35 m )                | 5.7     | 0.81       | 37       | 84        | 11.5              | 8.4 |
| ⑥ Argiles<br>( 0.20 m )                | 0.95    | 1.10       | 62       | 98        | 10.4              | 8.3 |
| ⑥ Argileux<br>sabloureux<br>( 0.50 m ) | 30.0    | 0.47       | 12       | 68        | 12.3              | 8.4 |
| ④ Sables fins<br>noirs<br>( 0.40 m )   | 77.0    | 0.44       | 15       | 31        | 12.8              | 8.3 |
| ⑥ Sables<br>argileux<br>( 0.55 m )     | 42.0    | 0.27       | 6        | 48        | 10.2              | 8.5 |
| ⑥ Sables fins<br>( 0.45 m )            | 97.0    | 0.11       | 4        | 11        | 12.0              | 8.4 |
| ⑥ Sables<br>argileux                   | 44.0    | 0.80       | 22       | 48        | 6.2               | 8.0 |

AMIN SOBhani



0 10 20 30 Km



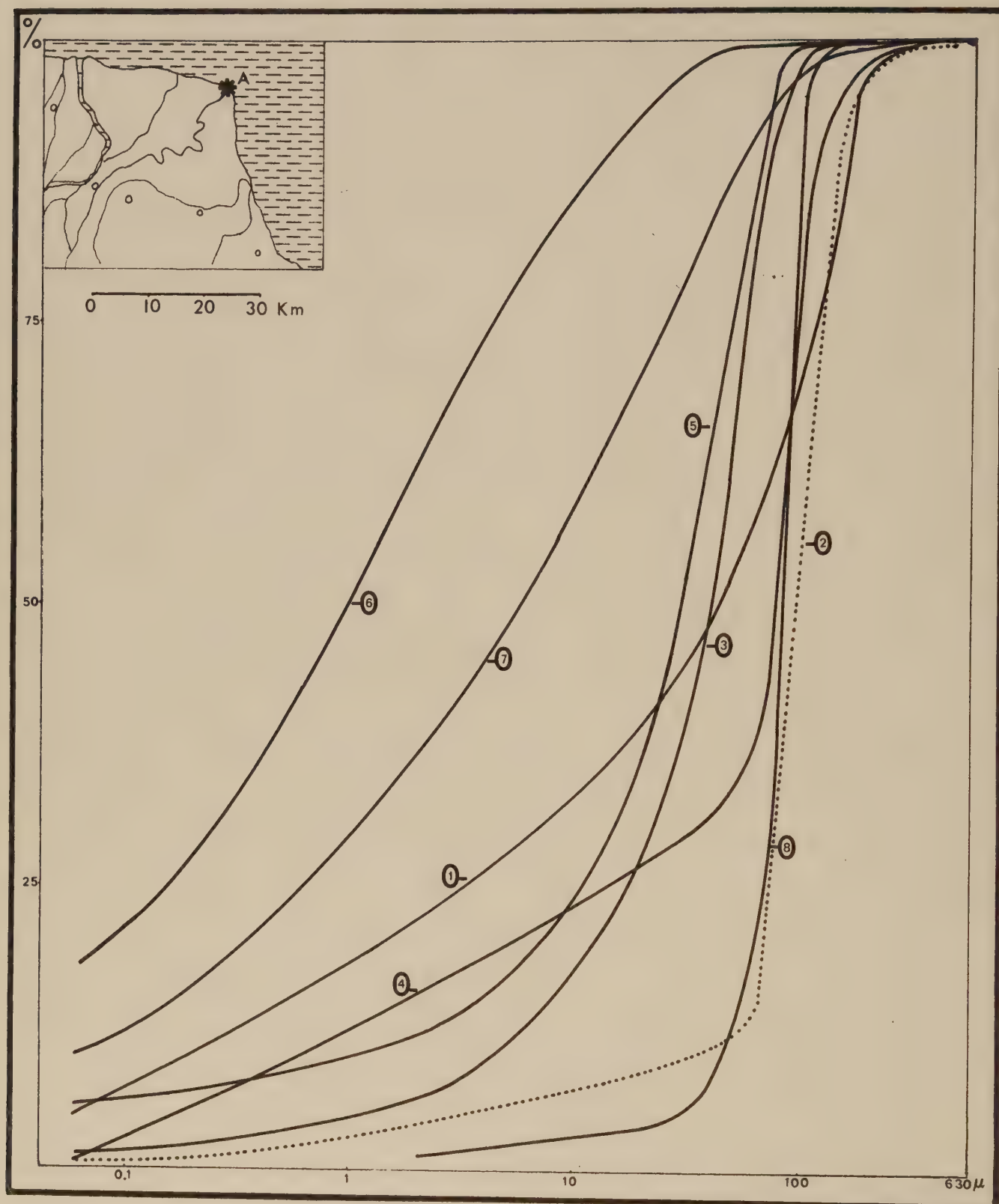




# A Dahaneh Sar

( Les courbes granulométriques )

Fig. 81



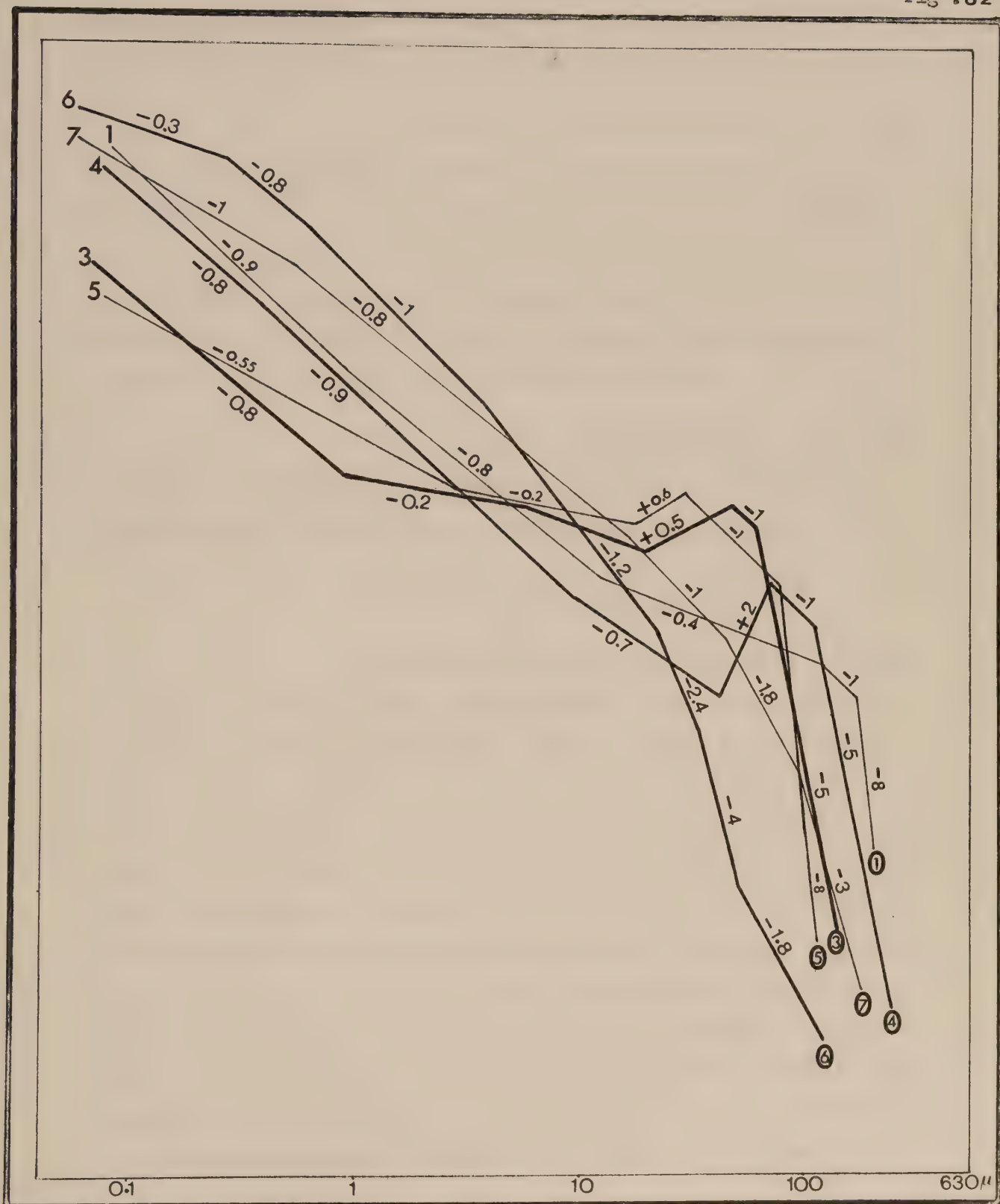
courbes semi - logarithmiques .

AMIN SOBHANI

A

COURBES DE FREQUENCE BILOGARITHMIQUES .

Fig : 82





parfois jusqu'à 70 microns (n° 4) possèdent un indice d'évolution positif (lévigation), tandis que les sables (de 30 à 70 % de sédiments) possèdent un faciès logarithmique, puis hyperbolique. Ces faciès nous montrent que ce sont des sédiments d'estuaires ou de plages.

La couche n° 6 ayant une médiane de 0,95 micron, est exceptionnellement fine. Les particules inférieures à 0,7 micron (45 % du total du sédiment) ont un faciès parabolique peu évolué. La deuxième moitié de sédiment (fractions > 0,7 micron) de faciès logarithmique et hyperbolique montre qu'il s'agit probablement d'un dépôt de lagune ou d'étang, voisin de chenaux deltaïques. Le (7) est un dépôt d'embouchure évolué.

Dans la courbe bilogarithmique n° 7 (Fig. 82), les éléments fins (< 40 microns, 80 % du total des sédiments) présentent un faciès logarithmique ou légèrement parabolique.

#### 4-2-4-2- La morphoscopie des sables

Le long de la côte de Hassan Kiadeh à Tcham-Khaleh, les sables de plage sont constitués de fins grains de quartz de forme généralement anguleuse, mais les grains plus grossiers ont des contours arrondis par l'usure. Ces grains proviennent évidemment de la destruction du cordon de sable ancien, en arrière du rivage. Dans la dune, nous trouvons surtout des éléments quartzeux, et de rares débris de coquilles. Parmi les gros éléments (de 250 à 500 microns) se remarquent des grains ronds et luisants. En dehors du quartz, nous trouvons des minéraux opaques noirs (magnétite), quelques feldspaths et des micas (muscovite et surtout biotite). La plupart des grains sont très anguleux. L'ensemble du sédiment est essentiellement quartzeux. Parmi les grains de quartz, certains ont un aspect huileux opalin, les autres sont tout à fait transparents.

#### 4-2-4-3- Les minéraux lourds



L'étude des éléments lourds nous montre la présence des minéraux suivants :

Augite, magnétite, hornblende verte et brune, grenats, hypersthène, rutile, zircon, épidote (rarement) et apatite.

La présence des minéraux lourds dans les sédiments est assez uniforme ; elle indique l'érosion des roches ignées de toutes sortes.

Les minéraux lourds des sables des plages de Hassan Kiadeh à Dahaneh Sar (ancienne embouchure du Séfid-Roud) ont une composition presque semblable. En général, en raison des phénomènes de lévigation, liés à l'action des vagues, les sables côtiers sont plus riches en éléments lourds que les sables des cours d'eau, surtout ceux du Séfid-Roud. Sur la côte il faut tenir compte du triage et de la sélection des matières. Le jet de rive perd, par infiltration d'eau dans le sable, la plus grande partie de sa force ; il dépose donc les sédiments, en premier lieu, les minéraux lourds, là où il a la moindre rupture de pente. Nous avons observé, ce phénomène sur les plages de sables blancs, où chaque vague laisse une ligne ondulée, un peu plus foncée, colorée par les minéraux lourds. A l'Est et à l'Ouest de la plaine du Séfid-Roud, en raison de la présence des roches ignées, le pourcentage des éléments lourds est plus élevé dans les sables côtiers.

#### 4-2-4-4- Les minéraux argileux

Nous avons étudié tous les argiles de cette série, et nous avons observé que les minéraux sont semblables dans toutes les couches.

Nous avons étudié l'échantillon n° 6 (Fig. 83) particulièrement riche en argile.





Echantillon A - 6 : C'est un sédiment rouge très fin. Nous avons observé que du point de vue de la nature des minéraux, il y a une identité presque parfaite entre les argiles des séries H et A. On notera cependant quelques différences :

- la teneur en matières organiques est plus élevée dans la série A que la série H.

- La chlorite est moins résistante au chauffage.

- Malgré le fort pourcentage de sables, la teneur en quartz surtout en feldspaths est très faible dans les éléments fins et les argiles (< 2 microns).

Comme nous l'avons déjà dit, les sédiments des régions de Dahaneh Sar (Point A), d'Astaneh (Point H) et de toute la plaine du Séfid-Roud ; sont déposés par le fleuve du Séfid-Roud ; et la composition minéralogique des argiles de ces régions est semblable. Nous constatons que le pourcentage des argiles dans les échantillons de la partie centrale de la plaine est plus fort que dans la partie septentrionale. Dans celle-ci, ce sont les sables qui dominent, d'autre part la concentration en minéraux lourds est très forte.

4-2-5- Hassan Kiadeh (Point F) (embouchure actuelle du Séfid-Roud).

Dans la région de l'embouchure, le lit du Séfid-Roud dépasse 600 m de largeur. A 5 km de l'embouchure, les rives et les terrains adjacents sont couverts de sables très fins. L'étude des échantillons présente un grand intérêt et montre que le déplacement de l'embouchure s'est effectué au cours des siècles entre Dehka et Hassan Kiadeh, de sorte que les sédiments de ses régions ont des caractères analogues. Les éléments très fins et aussi les éléments grossiers (plus de 500 microns) y sont rares (sauf dans les chenaux des cours d'eau), mais à Hassan Kiadeh, à une profondeur de 10 mètres, se trouvent des couches sableuses et sablo-argileuses. Dans certains points, en raison du développement de ces couches, la végétation est plus dense ; les eaux souterraines sont

douces. Pour comparer les échantillons des séries D, E et F, nous donnons leurs courbes granulométriques (Fig. 84).

Dans la région du delta actuel il n'existe pas d'argiles, mais sur les berges, le pourcentage des éléments fins ( $< 40$  microns) s'élève à 30 %. Le pH basique, varie entre 7,9 et 8,65. La teneur en carbonate de calcium est faible (6,5 à 9 %). Il y a très peu de débris de coquilles.

#### 4-2-5-1- La granulométrie

Les sables du delta contiennent une petite quantité d'éléments fins. Hormis des sédiments des berges, les médianes dépassent 100 microns et parfois 300 microns. La médiane des sédiments argileux est inférieure à 100 microns. Les sables des plages et des côtes bien triés, ont un faciès logarithmique (Fig. 84 et 85).

Dans les sédiments n° D-2, E-2 et G-1, les éléments fins ont un faciès parabolique (faciès fluvial), mais les éléments grossiers, bien classés, ont les faciès logarithmique-hyperbolique. Ce sont des alluvions fluviales que l'on retrouve dans la moyenne partie du delta actuel, ou ce sont peut-être des dépôts de l'ancienne lagune (Fig. 89).

L'échantillon F-2 appartient à un lit d'estuaire probablement un dépôt de débordement amputé d'une partie de sa fraction grossière, mais encore voisin du fleuve.

#### 4-2-5-2- Les minéraux argileux

Les argiles peu abondantes dans cette région, comprennent les mêmes minéraux argileux qu'aux points H et A. Dans cet endroit précis les pourcentages de kaolinite, de chlorite et d'illite-mica sont très faibles, contrairement à ceux des smectites et d'hydroxyde de fer. La concentration en fer est forte.



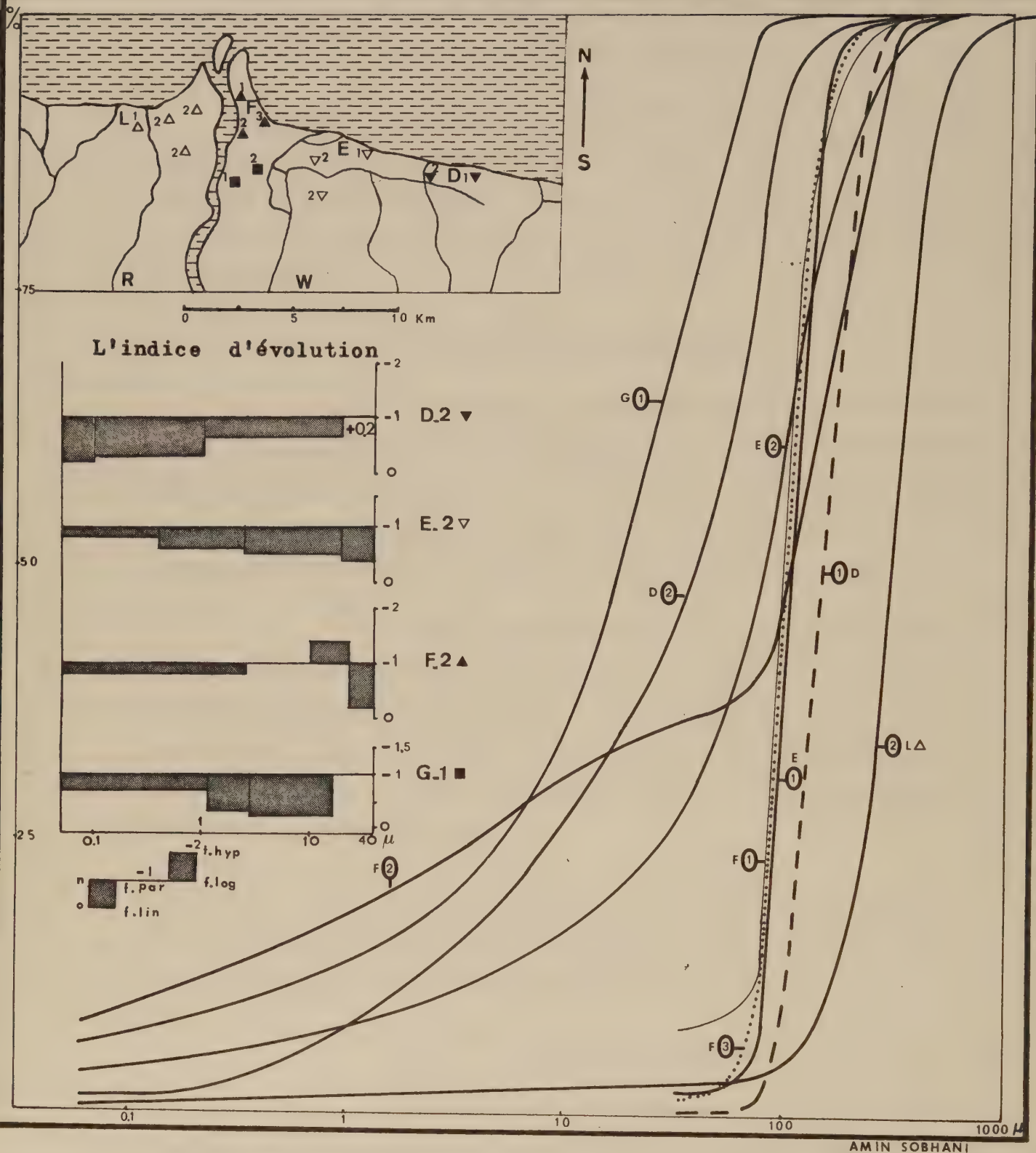


# Le Delta actuel

( Les courbes granulométriques )

Fig:84

200

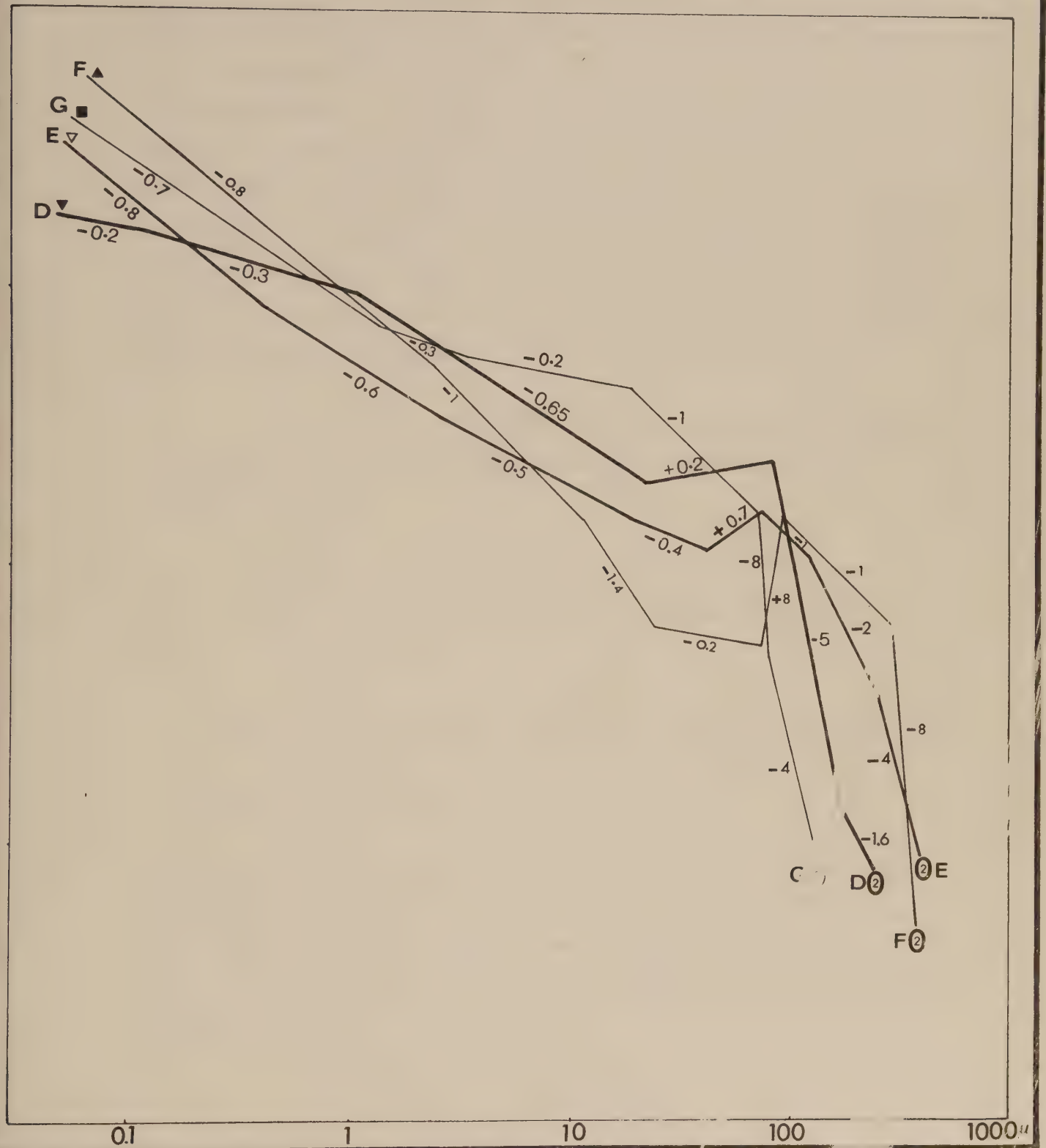


AMIN SOBHANI

Courbes semi - logarithmiques .

# COURBES DE FREQUENCE BILOGARITHMIQUES .

Fig : 85





#### 4-2-6- La plaine du Foumen

Du piedmont de Massouleh jusqu'à la baie de Pahlavi, s'étend une plaine assez vaste, nommée plaine du Foumen (Foumenate). Les cours d'eau de cette région fertile et boisée, prennent leur source dans les montagnes de Massouleh et Pochte-Kouh. La largeur, de leurs embouchures, varie de 5 à 30 m. Les eaux sont sales et boueuses ; le fond des chenaux est une vase argilo-sableuse. Selon RABINO (MOFAKHAM - PAYAN, 1969) 43 cours d'eau débouchent dans la baie de Pahlavi. BARIMANI A. (1947, p. 34) note 34 cours d'eau dont sept sont importants, mais l'utilisation des autres cours d'eau pour l'irrigation, rend leur débit insignifiant.

La plaine du Foumen a environ 1000 km<sup>2</sup> de superficie ; elle est très fertile. La population est très dense ; toute la région est cultivée.

Nous distinguons nettement deux plaines dans la région du Foumen, comme nous l'avons vu pour la plaine de Séfid-Roud :

- une haute plaine, au pied des montagnes, avec une pente moyenne de 5 à 10 m par kilomètre. Les cours d'eau actuels s'y encaissent au-dessous du niveau des alluvions anciennes ;
- une basse plaine, de pente très faible (1 ou 2 m par km). Elle a une étendue considérable derrière la baie de Pahlavi. Au Nord, c'est-à-dire autour de la baie et dans les régions voisines s'étendent des roselières et des marécages et envahis par une abondante végétation aquatique.

##### 4-2-6-1- Granulométrie

La plaine du Foumen est construite par les alluvions de différents cours d'eau ; les sédiments ont en principe une origine fluviale mais ils ont été remaniés par les actions ma-



rines. Nous avons parlé des sédiments de la baie de Pahlavi, et montré qu'après l'abaissement du niveau de la mer, les sables et même les fractions fines des côtes et des estuaires anciens ont été remaniés, puis redéposer sur les dépôts de la plaine actuelle (voir la baie de Pahlavi).

La courbe granulométrique n° N-1 (Fig. 86 et 87) représente les alluvions du Foumen. L'indice d'évolution des éléments inférieurs à 5 microns (environ 30 % du total du sédiment) est 0,5 (faciès dit parabolique) ; tandis que les limons et les sables très fins de 10 à 70 microns (55 % des sédiments), ont un faciès logarithmique. L'ensemble de la courbe bilogarithmique montre que le sédiment a une origine fluviale, mais il est déposé dans une rive très basse ou une lagune peu profonde, au voisinage immédiat du courant.

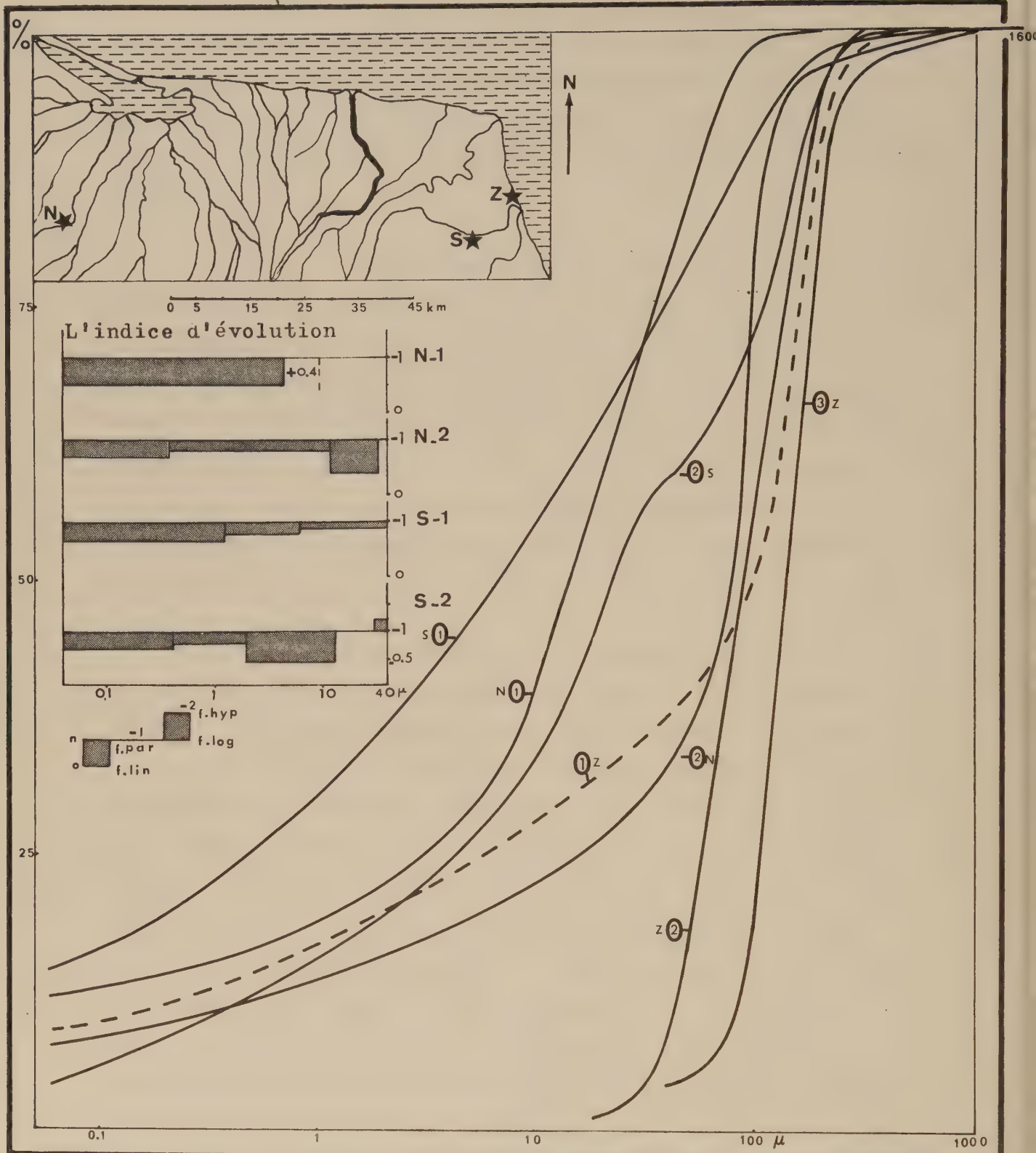
L'échantillon n° 2 appartient aux sédiments des collines sablo-argileuses de Hossein Abad, à 5 km au Sud du Foumen. Ces collines basses ressemblent à des cordons de sable. Les sables y sont fins et bien triés. Le pourcentage de particules de 40 à 120 microns dépasse 50 % du total des sédiments ; ceci est très intéressant dans une haute plaine située en amont d'une basse plaine et sur une distance à 40 km de la mer. Le faciès granulométrique des éléments fins ( $\leq 40$  microns) est toujours parabolique, mais celui des fractions grossières est logarithmique et hyperbolique. Le domaine d'indice d'évolution positif (faciès ultraparabolique) y est très large (Fig. 87). Les sables de cette région ont des caractères représentatifs de sables des plages et cordons sableux. Ils proviennent probablement du lessivage des dépôts grossiers et mal classés du piedmont, par le ruissellement ultérieur, suivi d'un dépôt dans des cuvettes peu étendues.



# N, S, Z FOUMEN et LANGAROUD

(Les courbes granulométriques)

Fig : 86



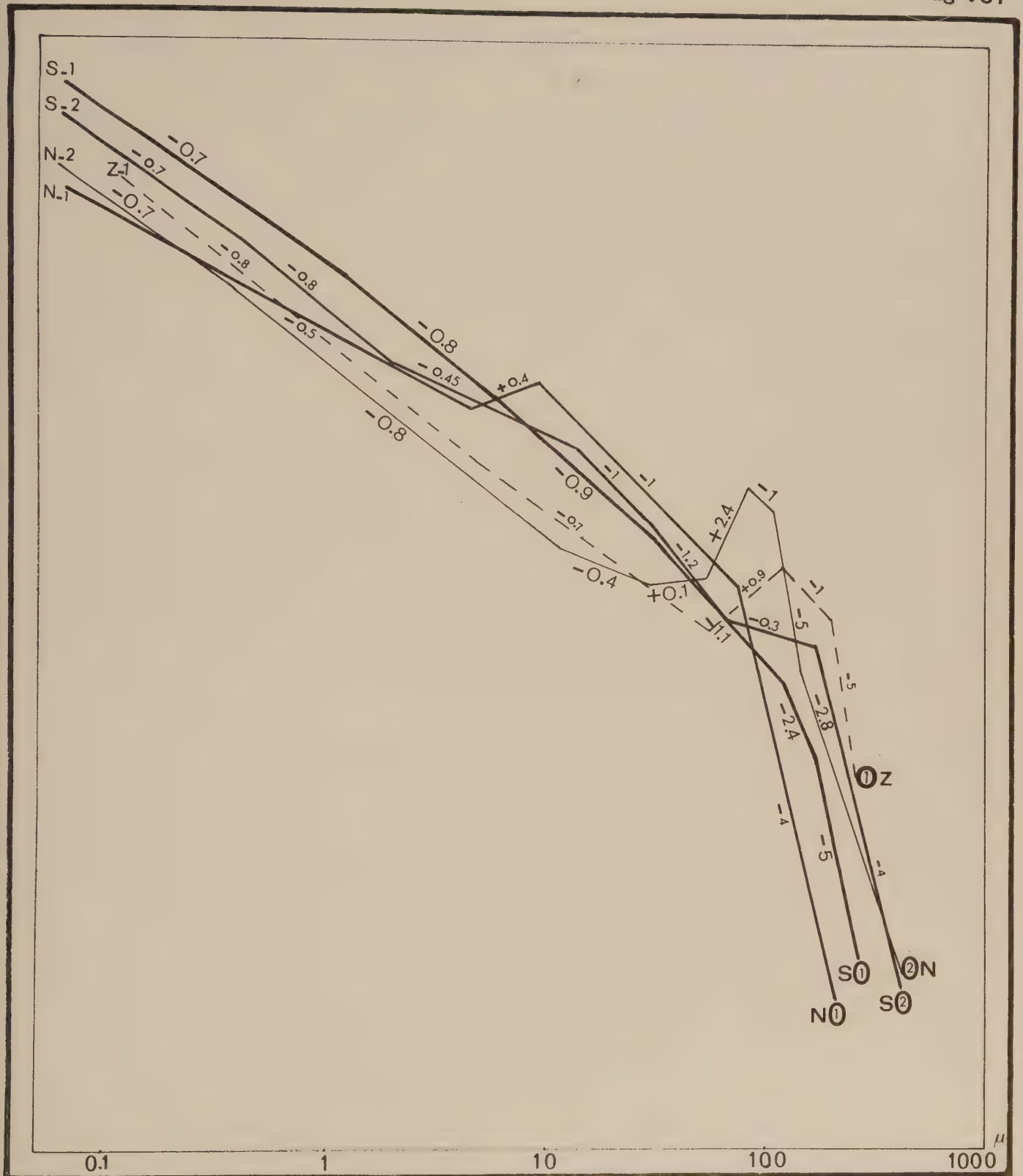
AMIN SOBHANI

courbes semi - logarithmiques .

**N, S, Z**

COURBES DE FREQUENCE BILOGARITHMIQUES .

Fig : 87









# N - 1 Foumen

Traitements par :

- 1 - KCl ( N ) .
- 2 - Glycérine .
- 3 - LiCl(2N) + Cuisson à 300°C + Glycérine .
- 4 - MgCl<sub>2</sub> ( N ) + Glycérine .
- 5 - Brut ( 2 microns ) .
- 6 - HCl (2N) .
- 7 - Cuisson à 530° C .

~~~~~  
~~~~~

M = Montmorillonite .

C = Chlorite .

I = Illite - Mica .

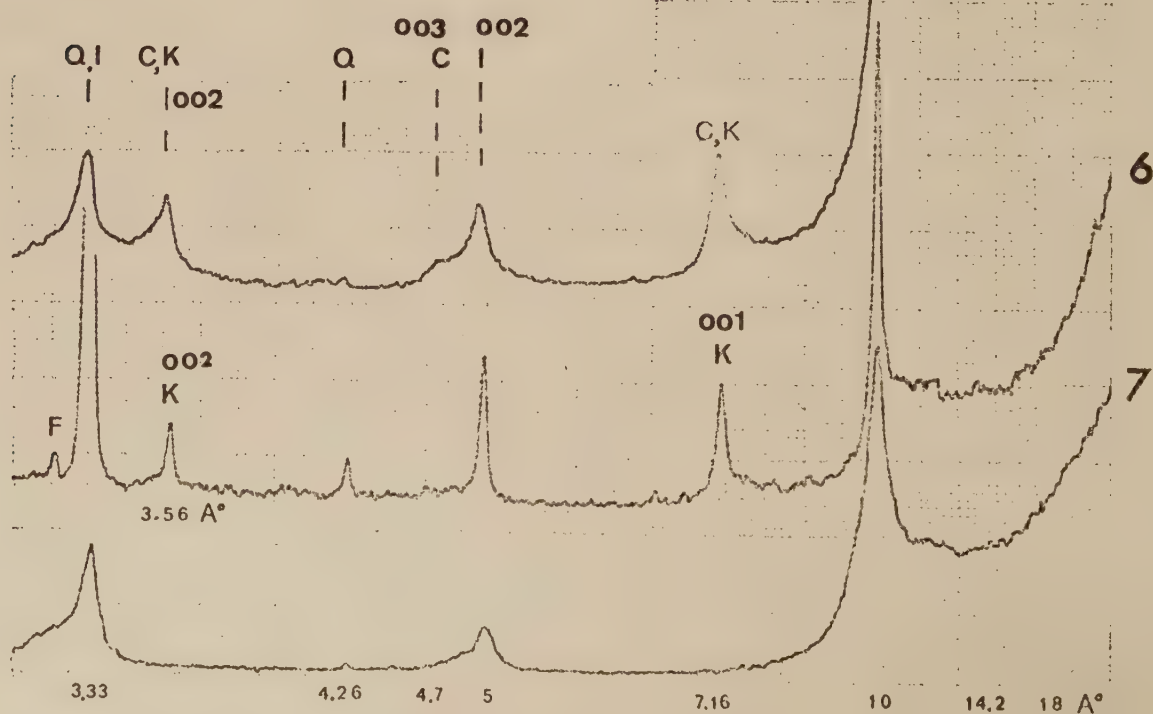
K = Kaolinite .

Q = Quartz .

F = Feldspath .

S = Smectite .

V = Vermiculite .



#### 4-2-6-2- Les minéraux argileux

Les minéraux argileux sont bien cristallisés. La smectite (montmorillonite) est comme toujours abondante, mais elle est subordonnée aux illites-micas et à la kaolinite qui sont largement dominants. La chlorite est moins abondante que dans les autres régions. Elle se détruit à la cuisson.

Nous avons relevé aussi de légères traces de vermiculite dans les plaques traitées par  $\text{KCl}$  (N) ou  $\text{NH}_4\text{Cl}$  (N). Il semble que les minéraux argileux sont hérités ; peut-être la vermiculite provient-elle de roches micacées basiques.

L'existence des formations éruptives et métamorphiques de l'Ouest de la région du Foumen a été notée ; mais par suite de la présence en surface d'un mélange de minéraux argileux et de matériaux désagrégés, le mécanisme d'altération de ces formations est mal connue (Fig. 88).

#### 4-2-7- La lagune de Pahlavi (Anzali)

Au Sud-Ouest du bassin méridional de la mer Caspienne, sur la côte septentrionale du Guilan, plus précisément au Sud de Bandar Pahlavi (Port de Pahlavi - en persan), s'ouvre une lagune peu profonde et marécageuse. A l'époque où la mer Caspienne s'étendait jusqu'au pied du massif de l'Elbourz, la baie de Pahlavi n'existait pas. Mais après l'abaissement du niveau de la mer, il se forma une vaste lagune, au Nord du Guilan. Au commencement du 20<sup>e</sup> siècle, par suite de l'abaissement continu du niveau de la mer, et de la progression des alluvions apportées par le Séfid-Roud, la superficie de la baie diminua progressivement (Fig. 89). Elle est limitée actuellement à l'Est par Dahaneh Sar (10 km à l'Est du Pahlavi), à l'Ouest par Sangue Tchine (20 km à l'Ouest du Pahlavi), au Nord par les presqu'îles de Pahlavi et de Ghazian, au Sud par les villages Mahrazeh et de Siah Darvichan. Sa plus grande

longueur atteint presque 30 km et sa plus grande largeur entre Pahlavi et Siah Darvichan est de 6 km. La profondeur de cette baie a également diminué par suite de l'abaissement du niveau de la mer Caspienne et de l'accumulation des alluvions apportées par les cours d'eau. Sa plus grande profondeur est de 6 m à l'entrée de la baie entre Pahlavi et Ghazian (dragage du mois d'Avril 1969), mais les autres parties de la baie sont si peu profondes que même une petite barque ne peut y avancer.

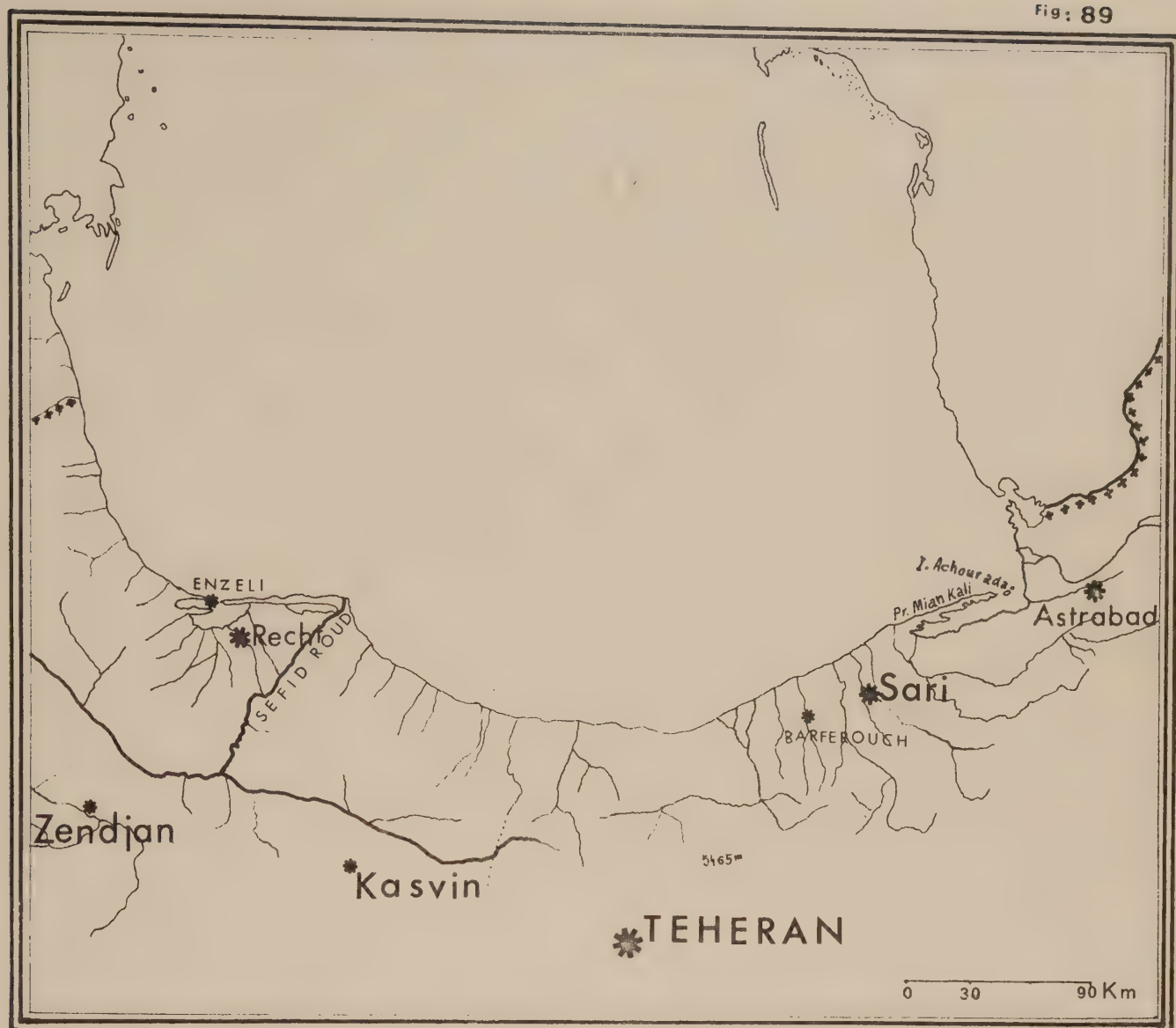
La salinité de la baie est d'environ 8,40 ‰, elle varie selon les saisons, les précipitations, l'évaporation et enfin les apports des cours d'eau.

La baie communique avec la mer Caspienne par une seule entrée de 426 à 204 m de largeur entre Ghazian à l'Est et Pahlavi à l'Ouest. Le lido qui forme la rive nord de la baie, c'est-à-dire du Golchan à l'Est jusqu'à Tazeh Abad à l'Ouest a une largeur de 500 à 1500 m. En bordure de la mer, sur une largeur de 100 à 200 m deux ou trois chaînes de dunes, formées par l'action des vents, atteignent 5 à 10 m de hauteur. Il n'existe ni galets, ni graviers, seulement des sables fins (voir Fig. 90).

En général, les eaux des cours d'eau descendant des montagnes de Pochte-Kouh, de Massouleh et de Taleche, ne pouvant se frayer un chemin vers la mer, restent derrière ces dunes et se jettent dans la baie de Pahlavi. Cette baie est très poissonneuse. L'administration générale de la pêche du Nord de l'Iran, nommée CHILATE, est installée sur la rive nord.

La baie est couverte de végétation aquatique (algues, joncs, *Nelumbium Caspicum*, *Lemna*, etc...).

La teneur en carbonate de calcium est très faible et dépend du pH du milieu. Dans certaines zones, le pH est inférieur à 4 (le degré de salinité, dans ces zones, ne dépasse pas 6 ‰) ;



AMIN SOBHANI

Extrait :

TURQUIE \_ SYRIE \_ CAUCASE \_ IRAN

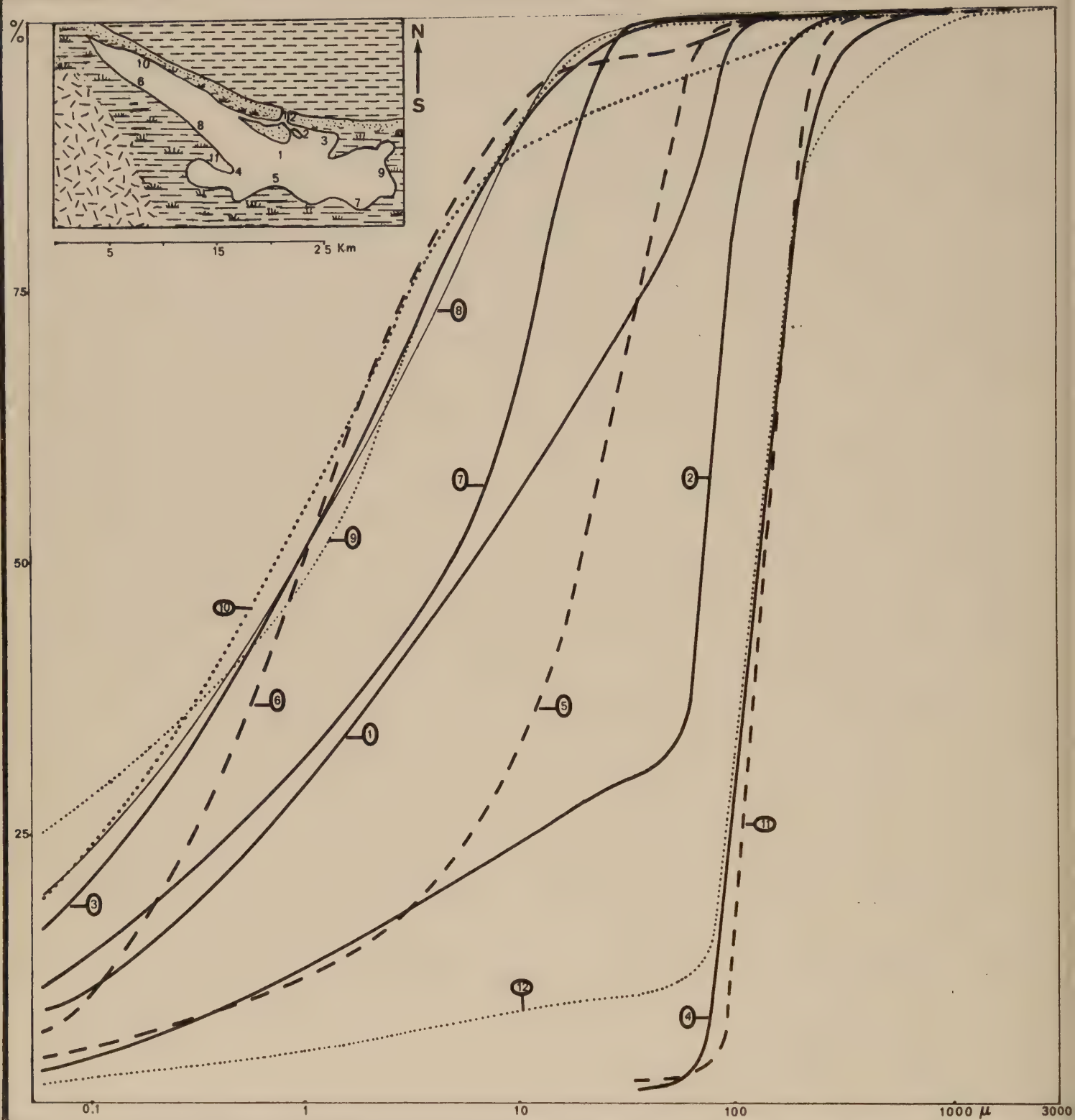
1 : 3,3 00,000

ÉDITÉ PAR LES CARTES TARIDE Paris



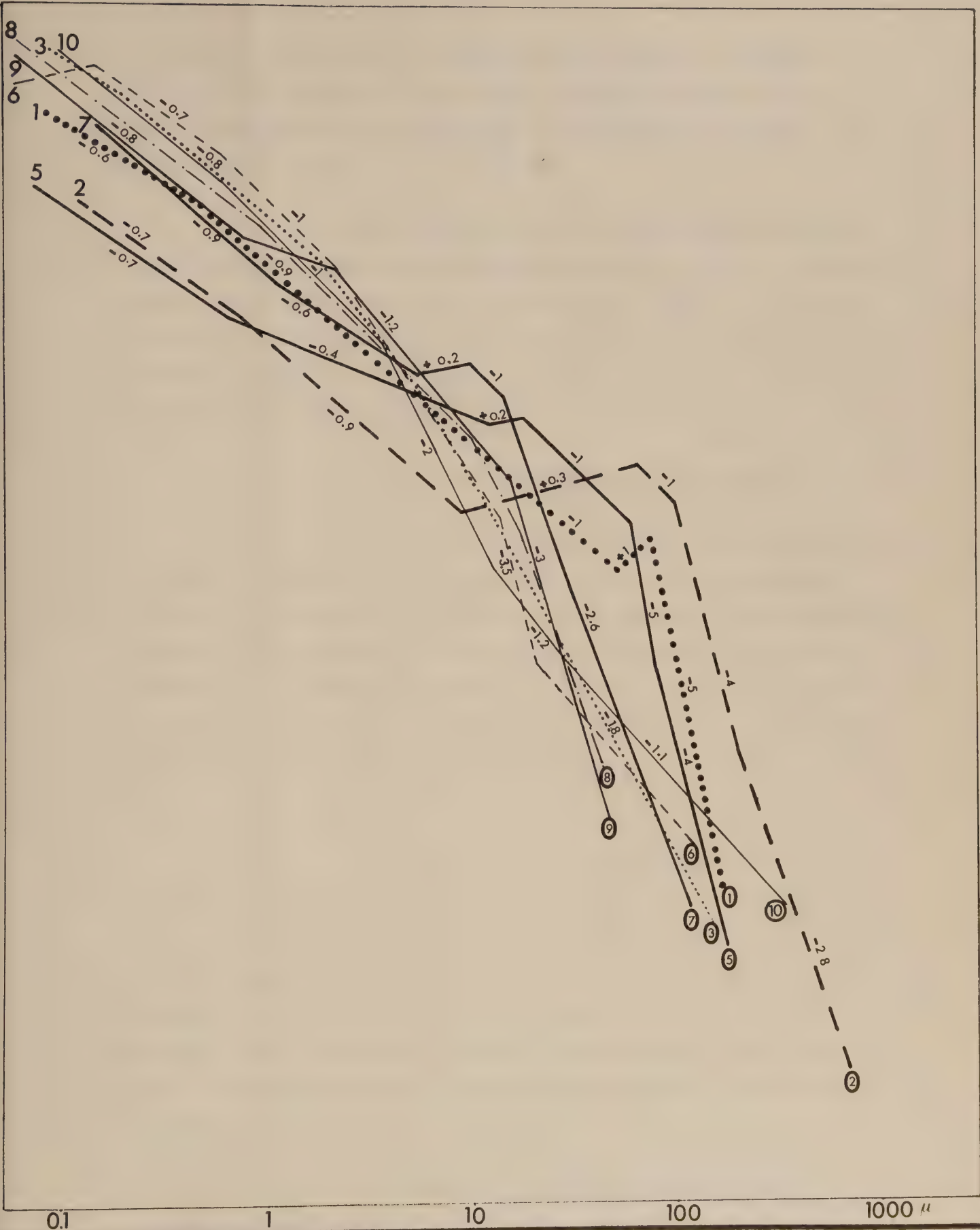






courbes semi - logarithmiques .

AMIN SOBHANI







probablement par suite de l'abondance des matières organiques en décomposition (la teneur en carbonate ne dépasse pas 0,3 %). Le pourcentage des éléments fins (<40 microns) dépasse toujours 75 % (sauf dans les côtes).

L'acidité du milieu (eau et sol) influe fortement sur l'altération des minéraux, la néoformation des argiles et la sédimentation rapide des éléments en suspension. Les argiles du milieu acide possèdent des caractères totalement différents de celles du milieu basique. La teneur en Ca joue un rôle important dans la marche des phénomènes physico-chimiques.

#### 4-2-7-1- Granulométrie des sédiments

Nous avons prélevé de nombreux échantillons à différents points de la baie et de ses environs. Les échantillons sableux proviennent de la côte de la baie ou des îlots. Les sédiments argileux ou sablo-argileux ont des faciès granulométriques assez différents. Les indices d'évolution varient d'un échantillon à l'autre. Le courant et les apports solides des cours d'eau, les conditions de la décantation, la végétation et le pH sont les facteurs de cette variation.

L'entrée et la partie centrale de la baie sont draguées plusieurs fois par an pour les activités de la pêche et du port. En effet, la granulométrie des sédiments de ces zones n'est pas satisfaisante. Dans certains échantillons particulièrement dans les deux carottes prises à 6 m de profondeur, nous avons observé un grand nombre d'anomalies comme le mélange des apports marins et limoniques (présence simultanée d'helix et de mollusques marins).

En dehors de ces sédiments anormaux, de nombreux échantillons sont caractéristiques (tableau 12) (Fig. 90 et 91).

La baie de Pahlavi paraît calme et sans vagues, mais les indices d'évolution montrent qu'elle est influencée par les cours d'eau.

Dans les trois points 3, 6, 8 et 10, les fractions fines ( $< 1$  micron) ont un faciès parabolique, le sédiment correspond sans doute au dépôt et troubles en suspension apporter par les nombreux arroyos qui aboutissent à la lagune et qui n'ont pas le temps de subir une évolution granulométrique bien marquée.

Les sédiments 4 et 11 sont construits correspondant probablement à des sédiments lévигés par le clapot qui les transporte parallèlement au rivage, surtout par le Siah Darvichan. Les indices d'évolution présente un faciès logarithmique avec classement très poussé (comme les sables des plages) pour les deux courbes 4 et 11 ; tandis que la courbe n° 5 (faciès est parabolique pour les éléments fins, mais les fractions grossières ( $< 40$  microns) ont un faciès logarithmique-hyperbolique) est de type plus nettement fluvatile.

Des petites branches du Séfid-Roud se jettent dans la partie orientale de la baie. Dans cette zone (n° 7 et 9), les éléments fins ( $< 5$  microns) ont toujours un faciès parabolique, mais celui des fractions grossières est logarithmique, puis hyperbolique ; ce sont des dépôts fluviatiles typiques.

Au Nord, dans la seule passe de communication avec la mer, les sédiments sont assez différents du point de vue des faciès logarithmiques, et au point de vue de la proportion d'éléments fins (voir le tableau 12). L'échantillon n° 1 montre un faciès parabolique voisin du faciès logarithmique indiquant un transport assez faible par le courant de la passe et des dépôts par excès de charge près des flots.

| No    | Md = $\mu$ | Qd   | élém. $\%$ fins |           | CaCO <sub>3</sub><br>% | pH  | No    | Md = $\mu$ | Qd   | élém. $\%$ fins |           | CaCO <sub>3</sub><br>% | pH  |
|-------|------------|------|-----------------|-----------|------------------------|-----|-------|------------|------|-----------------|-----------|------------------------|-----|
|       |            |      | <2 $\mu$        | <40 $\mu$ |                        |     |       |            |      | <2 $\mu$        | <40 $\mu$ |                        |     |
| D - 1 | 150.0      | 0.10 | -               | 0.5       | 7.20                   | 8.3 | F - 2 | 110.0      | 0.84 | 21              | 36        | 6.30                   | 7.9 |
| D - 2 | 40.0       | 0.46 | 12              | 50.0      | 6.50                   | 7.9 | F - 3 | 100.0      | 0.07 | -               | 1.0       | 7.50                   | 8.7 |
| E - 1 | 110.0      | 0.08 | -               | 2.0       | 8.90                   | 8.6 | G - 1 | 18.0       | 0.42 | 17              | 77        | 6.70                   | 8.0 |
| E - 2 | 83.0       | 0.33 | 10              | 30.0      | 7.80                   | 8.0 | L - 2 | 310.0      | 0.10 | 2               | 3         | 7.30                   | 8.1 |
| F - 1 | 98.0       | 0.07 | -               | 8.0       | 7.20                   | 8.4 |       |            |      |                 |           |                        |     |

**O**

LA BAIE DE PAHLAVI

Tableau:12

| No | Md = $\mu$ | Qd   | élém. $\%$ fins |           | CaCO <sub>3</sub><br>% | pH   | No | Md = $\mu$ | Qd   | élém. $\%$ fins |           | CaCO <sub>3</sub><br>% | pH  |
|----|------------|------|-----------------|-----------|------------------------|------|----|------------|------|-----------------|-----------|------------------------|-----|
|    |            |      | <2 $\mu$        | <40 $\mu$ |                        |      |    |            |      | <2 $\mu$        | <40 $\mu$ |                        |     |
| 1  | 6.2        | 0.89 | 37              | 75        | 4.6                    | 6.8  | 7  | 5.0        | 0.62 | 39              | 99        | 0.3                    | 4.0 |
| 2  | 73.0       | 0.45 | 16              | 30        | 5.3                    | 7.4  | 8  | 0.96       | 0.80 | 61              | 98        | 2.0                    | 7.2 |
| 3  | 0.95       | 0.71 | 62              | 98        | 1.8                    | 7.05 | 9  | 1.15       | 0.91 | 59              | 98        | 2.0                    | 6.5 |
| 4  | 132.0      | 0.13 | -               | 2         | 0.4                    | 5.0  | 10 | 0.7        | 0.73 | 66              | 92        | 1.4                    | 6.8 |
| 5  | 20.0       | 0.40 | 15              | 77        | 0.7                    | 6.9  | 11 | 142.0      | 0.10 | -               | 3         | 0.1                    | 8.1 |
| 6  | 1.0        | 0.51 | 66              | 96        | 5.3                    | 6.8  | 12 | 130.0      | 0.14 | 6               | 10        | 14.5                   | 8.2 |

**Z, N & S**

FOUMEN ET LANGAROUD

Tableau:13

| Echantillons         | Md = $\mu$ | Qd   | éléments fins<br>$\%$ |           | CaCO <sub>3</sub><br>% | pH  |
|----------------------|------------|------|-----------------------|-----------|------------------------|-----|
|                      |            |      | <2 $\mu$              | <40 $\mu$ |                        |     |
| Foumen(N-1 alluvion) | 14.5       | 0.54 | 22                    | 79        | 0.10                   | 6.2 |
| Foumen(N-2 colline)  | 80.0       | 0.40 | 16                    | 33        | 5.25                   | 7.8 |
| Langaroud(S-1 allu.) | 6.7        | 0.96 | 37                    | 75        | 1.80                   | 8.6 |
| Langaroud(S-2 levee) | 23.0       | 0.70 | 19                    | 59        | 6.10                   | 8.5 |
| Tchamkhaleh (S-1)    | 100.0      | 0.70 | 20                    | 37        | 10.5                   | 7.4 |





L'échantillon sablo-argileux n° 2 est à la limite des vases de la lagune et des sables littoraux et est nettement un mélange des deux catégories de sédiments.

La zone n° 3 est encore un sédiment fluvial ayant encore peu subi l'action de la décantation lagunaire (sauf dans sa partie grossière où apparaît le faciès hyperbolique).

Nous remarquons d'ailleurs que dans tous les échantillons prélevés, soit dans les côtes et les embouchures, soit au centre de la baie et même dans les couches profondes (à 6 m de profondeur), les fractions inférieures à 1 micron (environ 50 %) présentent encore le faciès parabolique ; la "décantation" n'affectant que les éléments grossiers qui ont tendance à prendre vers le haut de la distribution.

Le rôle du pH assez acide de la baie et des régions voisines dans la sédimentation des argiles, est très important. Le pourcentage des argiles diminue du Sud au Nord où elles n'existent plus. Il est nécessaire de noter que la majeure partie des fractions grossières appartiennent aux alluvions anciennes ; car les apports solides actuels de cours d'eau sont très fins.

#### 4-2-7-2- La morphoscopie des sables du Guilan - Ouest.

Nous avons signalé plus haut qu'un lido de cordons sableux et des dunes séparent la baie de Pahlavi de la mer Caspienne du Tazeh Abad à Golchan.

Le long de la côte de Golchan à l'Ouest de Pahlavi, les sables sont constitués d'un mélange, en proportion très variables, de grains de quartz et de magnétite. L'examen des sables est fortement gêné par la présence d'une pellicule d'oxyde de fer recouvrant chaque grain ; nous avons examiné chaque échantil-



lon d'abord à l'état naturel, puis après attaque à l'acide chlorhydrique (N). Les quartz sont de type littoral, anguleux ou à angles arrondis. On note dans toutes les préparations, l'association des deux types de grains de quartz :

a) des grains à angles bien arrondis, recouverts par une mince couche d'oxyde ferrique de couleur brune, celle-ci est dissoute facilement lors des attaques acides ;

b) des grains de quartz translucides, laiteux se rapprochant du type filonien. Très abondants, ils sont arrondis, mélangés à des micas (biotite) et à des feldspaths. Les feldspaths sont très altérés. Les sables dunaires et ceux de cordons sableux contiennent de très rares grains arrondis et mats ; la plupart d'entre eux sont d'ailleurs brisés. Beaucoup de grains sont très anguleux, surtout ceux de faibles dimensions.

En résumé, l'étude morphoscopique des sables de la côte s'accorde bien avec des données géodynamiques que nous connaissons déjà et confirme l'hypothèse de remaniements répétés entre la plage et les dunes.

#### 4-2-7-3- Etude des minéraux lourds

Les sables des plages et des cordons sableux contiennent des concentrations locales des minéraux lourds ; dont l'épaisseur ne dépasse pas 10 cm, sur une longueur atteignant quelques centaines de mètres.

Les minéraux présents près de Tazeh Abad à l'Ouest de Pahlavi (au piedmont de Taleche) sont les suivants :

la magnétite et l'oligiste sont abondantes (40 % du total des minéraux lourds). Augite, épidote, grenats, hornblende, hypersthène, rutile et zircon sont également présents.



# O - 8 La baie de Pahlavi

Fig: 92

Traitements par :

- 1 - Glycérine .
- 2 - LiCl(2N) + Cuisson à 300°C + Glycérine .
- 3 - MgCl<sub>2</sub> ( N ) + Glycérine .
- 4 - NH<sub>4</sub>Cl ( N ) .
- 5 - Brut ( 2 microns ) .
- 6 - Cuisson à 530° C .
- 7 - HCl (2N) .

8888888888  
9999999999

B = Beidellite .

M = Montmorillonite .

C = Chlorite .

I = Illite - Mica .

K = Kaolinite .

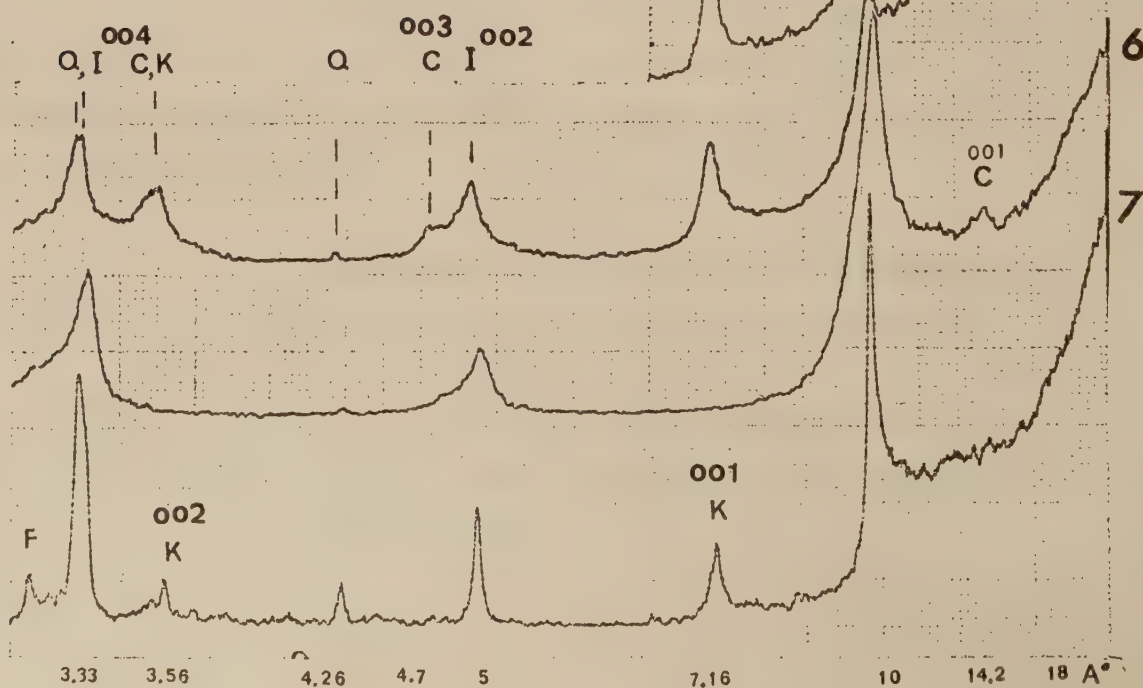
Q = Quartz .

F = Feldspath .

S = Smectite .

V = Vermiculite .

PHILLIPS : PR 4010/00 Anticathode de Co



En dehors des concentrations exceptionnelles de la région Tazeh Abad, il existe toujours des minéraux lourds dans les sables quartzeux, mais leur pourcentage varie dans les différentes zones des plages. Les alluvions fluviales sableuses présentent aussi des concentrés lourds, très analogues à ceux des plages. La teneur en éléments lourds est variable suivant les bassins. Tous les minéraux lourds se présentent sous forme de grains anguleux à cassures fraîches.

#### 4-2-7-4 - Les minéraux argileux

Les diagrammes de R. X. montrent un pourcentage élevé de smectite (Fig. 92). L'illite-mica et la kaolinite sont aussi fréquentes que la chlorite. Seul le pic (001) de la chlorite, à  $14 \text{ \AA}$ , présente après chauffage. Il y a séparation des deux pics à  $7,1 \text{ \AA}$  de la kaolinite (001) et de la chlorite (002) après traitement par LiCl (2N), chauffage et action de la glycérine (Fig. 28 et 92). La majeure partie des smectites sont des beidellites. L'augmentation du pic (001) de l'illite (à  $10 \text{ \AA}$ ) après traitement par LiCl, montre qu'il y a cependant une quantité considérable de la montmorillonite.

Le petit pic de  $11 \text{ \AA}$  dans les diagrammes des plaques traitées par KCl (N) ou  $\text{NH}_4\text{Cl}$  (N) ( Fig 92, diagramme 4), indique la présence de traces de la vermiculite dans les sédiments de la baie. Dans la baie de Pahlavi, ce minéral est moins abondant que dans la région du Foumen. La vermiculite n'est pas présente dans tous les échantillons de la plaine du Séfid-Roud, du Mazandéran et du Gorgan. Au contraire, dans deux régions du Foumen et du Langaroud, des deux côtés de la plaine du Séfid-Roud, on peut noter la présence de ce minéral en quantité infime.

La vermiculite se présente en général comme un produit d'altération des micas et peut-être même des chlorites



(CAILLERE S. et HENIN S., 1963, p. 232). Elle se trouve également dans les sols formés aux dépôts de roches micacées basiques. L'origine directe (la néoformation) est un peu plus difficile à concevoir dans les régions du Foumen et du Langaroud, mais en principe la formation par diagénèse de ce minéral est assez simple, il semble qu'il se produise lorsqu'il est abondant dans le réseau chloritique ou micacé une oxydation du fer ferreux. C'est le cas des produits d'altération des roches basiques situées au Sud de la région étudiée.

L'étude comparée de l'ensemble des minéraux argileux de la région du Foumen et de la lagune montre que du Sud au Nord, il y a d'une part augmentation de la beidellite correlative d'une réduction de la montmorillonite. Il semble que la présence d'une quantité considérable d'oxyde du fer dans les sédiments de la plage soit liée à la formation de la beidellite. Dans la région du Foumen les smectites sont moins abondantes que dans la baie du Pahlavi.

## 5 - Les sols du Mazandéran et du Guilan

### 5 - 1 - L'étude pédologique générale a déjà été faite :

1) par ANDRIESSE J. P., 1960 - Rapport sur la culture du riz, en Mazandéran.

2) Par DEWAN M. L. et FAMOURI J., 1964 - Classification générale des sols de l'Iran.

Mais il n'existe pas de carte pédologique précise et détaillée. Les documents actuellement disponibles révèlent que la plupart des sols sont des sols bruns et marrons (Chestnut-brown). Les sols bruns sont caractérisés par un lessivage nul ou faible d'argiles et de fer. Le profil est toujours décarbonaté, au moins dans les parties supérieures. Ils sont caractérisés par la présence de complexes argile-humus-oxyde de fer, à l'état floculé qui constituent la matière des agrégats (P. DUCHAUFOUR, 1970). Les sols marrons (Chestnut-brown) des prairies contiennent moins de carbonate en surface.



Du point de vue physiographie nous distinguons 7 unités du sol :

1) les sols d'alluvions caractéristiques des lits majeurs des rivières du Heras, du Talar et du Tadjan, présentant en commun une caractéristique fondamentale commune : une nappe phréatique plus ou moins profonde. En général ils sont peu humifères. Le profil se caractérise souvent par une hétérogénéité de texture.

2) Les sédiments de levées : c'est-à-dire les alluvions des levées d'inondation bordant les grands cours d'eau.

3) Les bassins principaux aux sols très bas, situés entre les levées. Ces bassins sont occupés par des rizières, des champs de blé, d'orge et de coton.

4) Les sédiments des anciens marais qui s'étendent au Nord de la plaine surtout dans la région du Sari à Farahabad.

5) Les plages et barrières dunaires construites après abaissement du niveau de la mer Caspienne et l'assèchement des anciens marais paralittoraux. Ces zones comportent parfois des sols salés et arides sur une largeur de 15 km.

6) Les dunes et les cordons sableux récents (en arrière de plages - construites avant abaissement récent du niveau de la mer). A Mahmoud Abad, ils s'élèvent en rangées, hautes de 6 à 10 m.

Dans la région en arrière des dunes et des cordons sableux, les sols sont riches en sels d'origine marine et occupés par des plantes halophytes (*Cynodon dactylon*, *Juncus actus* et *Salicornia* sp.).

7) Les colluvions déposés sur le piedmont de l'El-

bourz. Les sols à profil à peu près homogène, très poreux, sont formés d'un mélange de galets, de graviers et d'éléments fins (colluvium grossier). La teneur en matière organique est parfois très élevée (colluvium humifère de montagne).

En raison de l'abondance des galets, ils forment les meilleurs sols forestiers de l'Iran.

#### 5-2- La classification des sols

Comme nous l'avons déjà dit, les alluvions des rivières du Heras, du Talar, du Tadjan et de quelques autres cours d'eau constituent les sédiments actuels du Mazandéran. L'épaisseur de ces dépôts atteint parfois jusqu'à 1800 m d'épaisseur. Ces dépôts contiennent des sables, des graviers et des sédiments argileux du Quaternaire et de la fin du Tertiaire. Ils sont issus des calcaires et des grès mésozoïques et numulitiques du massif de l'Elbourz.

Dans le bassin du Heras nous trouvons un mélange de différents sédiments dont la majeure partie est formé de matériaux volcaniques du Demavend.

En principe, en dehors des climats intertropicaux, la température n'a pas un rôle considérable dans la différenciation des sols. De manière générale, les sédiments résultent de l'accumulation des éléments détritiques apportés par les actions hydrodynamiques des cours d'eau. A l'occasion d'une classification des sols du Mazandéran, JOFFE (1949, p. 245-257) écrit que les facteurs pédo-écologiques interviennent notablement dans la formation de sols ainsi que la nature pétrographique et minéralogique des roches mères.

Il est évident que dans cette région en raison de la proximité de formations sédimentaires variées et des formations volcaniques de l'Elbourz, il existe de nombreuses variétés de sols dont la classification détaillée est très difficile à retenir. Dans ce chapitre, nous

tenterons d'expliquer quelques caractères importants des sols du Mazandéran.

#### 5-2-1- Texture

La géomorphologie d'une plaine fluviale implique le pédo-climat de la région. Pour différentes raisons, l'unité physiologique d'un sol se caractérise à la fois par la géomorphologie des reliefs et, par une texture spéciale du sol. D'autre part, la diminution de la vitesse des cours d'eau au voisinage de la mer entraîne la sédimentation graduelle et des matériaux transportés. Au voisinage des embouchures, les éléments grossiers se localisent dans les lits majeurs. Les berges d'érosion (River-banks), plus hautes que les levées, sont formées de matériaux variables dont le spectre granulométrique va du sable au silt. Les levées, souvent étroites, sont construites par les dépôts de silts sableux, sablo-argileux. Les silts argileux se déposent dans les régions basses ou dans les bassins entre les levées. Parfois les silts argileux et les argiles s'étalent sur les anciens marais en arrière des dunes. En coupe verticale, les cônes de déjections montrent une répartition analogue. Au sommet, les fractions fines débordent les éléments grossiers. Chaque région est caractérisée par une situation topographique et une texture spéciale du sol, dont dépendent la permabilité, le niveau piézométrique, l'aérification et le lessivage.

#### 5-2-2- Le niveau des eaux

La plupart des lits de rivière sont plus hauts que la surface des bassins adjacents. C'est pourquoi les infiltrations des eaux vers les bassins, à travers les berges perméables, élèvent le niveau des eaux souterraines, qui peut devenir très superficiel (0,60 m de profondeur). Ces nappes souterraines sont également alimentées par les grands réservoirs d'eau de la base des dunes et des cordons sableux. Il n'y a que peu de réservoirs souterrains dans les berges des rivières.

### 5-2-3- Les carbonates de calcium

La présence de carbonate de calcium des sédiments dépend essentiellement de la composition minéralogique et géochimique des roches mères dans l'Elbourz.

En général, le pourcentage de calcaire des roches mères est très fort ; en effet, dans la région étudiée, le pourcentage de 40 % ( $\text{CaCO}_3$ ) n'est pas rare, le pourcentage moyen étant de 15 %. Une faible humidité du climat assure la conservation du calcaire dans les sols. Lorsque la quantité de carbonate est très forte, il se forme des concrétions rondes ou des dépôts chimiques pulvérulents. Les concrétions rondes n'existent que dans les milieux où le niveau de l'eau est très élevé.

Sur les berges ou banquettes des rivières (River-banks) séchant à l'air libre il n'y a pas de concrétions calcaires. Sur les berges des rivières où les eaux suintent lentement, on observe des pseudo-mycelium (*Mucor mucedo*).

Le pourcentage de calcaire des couches inférieures des bassins est plus élevé que celui des couches supérieures par suite des conditions hydromorphiques favorisées par l'irrigation. La forme des concrétions dépend de la texture et de la consistance des sols, compte-tenu des divers degrés d'humidité du milieu.

Dans certains pays comme l'Australie, le pourcentage de calcaire des bassins est beaucoup plus faible que celui des berges des rivières (BUTLER B. E., 1958, p. 13) contrairement à ce qui se passe en Mazandéran.

5-2-4- Le pH des sols du Mazandéran varie entre 7,07 et 9. En principe, le pH des sols superficiels du bassin et des marais est légèrement alcalin, parfois même un peu acide, à cause de la faible quantité de calcaire et des activités des êtres vivants



microscopiques.

Nous présentons une classification pédologique des sols du Mazandéran proposée selon C. H. EDELMAN, 1947 et J. J. VAN-DER-EYK, 1957, selon ANDRIESSE J. P., 1960, p. 234. Cette classification est basée sur l'ensemble des caractères des sols de la région ; et n'est pas ni détaillée, ni précise. Les levées et les hauts bassins sont affectés aux cultures sèches comme le blé, l'orge, le coton, le melon ; tandis que les bassins et certaines parties des anciens marais sont spécialement affectés aux rizières.

La population se concentre en villages, de forme plus ou moins carrée sur les levées, tandis que dans les bassins, les villages étroits s'étendent en longueur en bordure des canaux d'irrigation.

Dans la région de Sari à Farah Abad, des sols rouges s'observent sur une profondeur de 1 à 2,5 m ; leur évolution semble avoir été très lente dans la majeure partie de ce domaine, notamment dans les anciennes formations bien protégées contre l'érosion. Toutes les parties supérieures de ces formations sont caractérisées par des sols "bruns" et en surfaces par des gleys (sols à nappe permanente peu profonde réductrice).

Les sols peuvent être répartis dans les grandes unités pédologiques générales.



Tableau 14  
La classification des sols en Mazandéran

| Sols principaux              | Associations des sols            |
|------------------------------|----------------------------------|
| Alluvions                    | Sols de berges                   |
|                              | Sols de levées                   |
|                              | Sols de cônes de déjections tor- |
|                              | rentielles                       |
| Lithosols (sols non évolués) | Sols de lit majeur               |
| Regosols                     | Sols des dunes anciennes         |
|                              | Sols des dunes récentes          |
| Sols hydromorphiques         | Sols de bassin                   |
|                              | Sols des lagunes                 |
| Sols hydrohalogéniques       | Sols peu salés                   |
|                              | Sols salés                       |

d'après JP. ANDRIESSE, 1960 -

### 5 - 3 - Les sols salés

Hors des catégories de sols distinguées ci-dessus et qui dépendent de la structure et de la composition chimique des sédiments de la région, se trouvent certaines associations déterminées par les conditions de salinité du sol.

La plupart des sols salés appartiennent au groupe de solontchak. L'étude de la structure a à peine été faite dans les régions étudiées, car les sols sont toujours humides et mouillés. La structure des solonetz n'est pas bien connue. Un classement général précis n'a pu être fait, mais on distingue les sols salés et les sols peu salés. Cette classification qui s'accorde avec la classification proposée par "U.S. Salinity Laboratory Staff" (1954, p. 4 et 5), se base sur les caractères chimiques du sol. Nous y trouvons des sols salés, des sols salés alcalins et des sols non salés alcalins. Le calcium est souvent absent, l'ion Na (généralement accompagné par l'ion Mg) devient dominant dans la saturation du complexe absorbant. Le pH monte et dépasse 9. Les argiles se dispersent et la structure du sol se dégrade (P. DUCHAUFOR, 1970, p. 364).

La présence d'une nappe salée, près de la surface et jusqu'à 2 m de profondeur, favorise les phénomènes d'efflorescence saline par ascension par capillaire dans les sédiments. Des taches blanches et parfois une surface blanche signalent la remontée du sel, remontée qui favorise la formation de sols salés (solonetz et solontchak).

Le phénomène affecte surtout les sols imperméables des anciens fonds de lagunes dont le drainage est très difficile. Pendant l'hiver, après les précipitations hivernales, les sels dissous de la zone superficielle pénètrent dans les couches intérieures ; provoquant une augmentation du pourcentage en sel des parties profondes. Afin d'éliminer les sels dissous, les cultivateurs mazandéraniens inondent ces sols par irrigation.

Pour les solontchaks à réserve calcique, le dessalage par l'eau douce est relativement sans danger : encore faut-il évacuer l'eau de drainage et éviter aussi la remontée du sel éliminé, dans les territoires voisins.

Pour les sols à alcalis, sans réserve calcique, au contraire, le dessalage par l'eau douce peut-être un remède pire que le mal (P. DUCHAUFOR, 1970, p. 369). L'élimination du sel déflocule les argiles sodiques et provoque leur hydrolyse avec remonté du pH. Il est donc indispensable que les irrigations d'eau douce s'accompagnent d'un apport de gypse ( $\text{CaSO}_4$ ), destiné à remplacer Na par Ca dans le complexe absorbant :



Ceci évite l'alcalinisation et maintient les argiles floculées. Dans le Miocène du Mazandéran le gypse est abondant, mais, et ceci est remarquable, il est absent, dans les sédiments quaternaires et actuels du piedmont et de la plaine (voir les résultats de R. X. ).

Il semble que l'échange de  $\text{Ca}^{++}$  du gypse par  $\text{Na}^+$  des argiles s'y est réalisé.

Dans les lagunes des régions situées en bordure de la mer, du fait de la salinité constante de la nappe, le sol évolue peu.

Les sols salés des marais actuels ou anciens sont toujours humides (mouillés). Leurs caractères sont ceux des solontchaks. Les sols de solontchaks (sol salin blanc) contiennent une grande quantité de sels solubles, surtout des sulfates, des chlorures et des sels complexes de calcium, de magnésium et de sodium.

La concentration en ions  $\text{Ca}^{++}$  et  $\text{Na}^+$  en solution s'équilibre sensiblement : dans ces conditions, l'ion  $\text{Na}^+$  ne représente guère que 10 % de la salinité.

Les sols de solonetz résultent du lessivage et de l'alcalisation des solontchaks. Ce sont des sols à colloïdes dispersés, dont l'argile s'accumule en profondeur en un horizon très compact (argiles avec accumulation de fer ferrique hydraté) (P. DUCHAUFOR, p. 352). Le rôle de l'irrigation dans la formation de ces sols est très important.

Il nous paraît que l'abondance des végétations ; l'altération des calcaires, des conglomérats et des roches sableuses ont donné naissance aux sols bruns de forêts, aux sols rouges-jaunes podsoliques et à certains sols verts-bruns podsoliques du Guilan, Mazandéran et Gorgan. Ils sont en excellent état, nous nous trouvons actuellement en présence de sols bruns forestiers de couleur variant du brun au brun rouge, recouvert d'une couche d'humus doux et bien décomposé, souvent très argileux, faiblement lessivé, mais profond et paraissant très fertile (R. ROL, 1956).

Tableau n° 15  
La distribution des sols dans les provinces  
du Guilan et du Mazandéran.

| N° | Sols                                                 | Guilan     |       | Mazandéran |       |
|----|------------------------------------------------------|------------|-------|------------|-------|
|    |                                                      | 1000 Hect: | %     | 1000 Hect: | %     |
|    | Total (territoire)                                   | 3800       | -     | 14000      | -     |
| 1  | Alluvion (fines)                                     | 236        | 6,21  | 380        | 2,71  |
| 2  | Alluvion (salées)                                    | 40         | 1,05  | 120        | 0,86  |
| 3  | Eléments grossiers<br>(alluvions et collu-<br>vions) | -          | -     | 80         | 0,57  |
| 4  | Dunes et sables<br>côtiers                           | -          | -     | 360        | 2,57  |
| 5  | Solontchak                                           | -          | -     | 400        | 2,86  |
| 6  | Marais salant                                        | -          | -     | 1600       | 11,40 |
| 7  | Sierozem                                             | -          | -     | 3000       | 21,40 |
| 8  | Désert                                               | -          | -     | 40         | 0,28  |
| 9  | Sierozem-Rego-<br>sol                                | -          | -     | 260        | 1,86  |
| 10 | Lithosol, désert<br>et Sierozem carbo-<br>naté       | -          | -     | 1900       | 13,50 |
| 11 | Rouge et brun mé-<br>diterranéen                     | -          | -     | 40         | 0,28  |
| 12 | Rouge-jaune pod-<br>solique                          | 20         | 0,53  | -          | -     |
| 13 | Brun                                                 | 512        | 13,47 | 320        | 2,28  |
| 14 | Chestnut (châtai-<br>gnier)                          | 20         | 0,53  | -          | -     |
| 15 | Brun-lithosol                                        | 320        | 8,42  | -          | -     |
| 16 | Brun-forestier                                       | 80         | 2,11  | 280        | 2,00  |
| 17 | Brun et chestnut                                     | 1040       | 27,37 | 1560       | 11,42 |
| 18 | Brun Sierozem                                        | 600        | 15,79 | 180        | 1,28  |
| 19 | Lithosol calcai-<br>re et salé                       | -          | -     | 640        | 4,50  |
| 20 | Lithosol-brun fo-<br>restier et rendzina             | 480        | 12,63 | 1680       | 12,00 |



|      |                       |        |         |         |         |   |
|------|-----------------------|--------|---------|---------|---------|---|
| : 21 | : Régosols-rouge-     | : 56   | : 1,47  | : 20    | : 0,14  | : |
| :    | : jaune podsolique    | :      | :       | :       | :       | : |
| : 22 | : Lithosol-brun fo-   | : 160  | : 4,21  | : -     | : -     | : |
| :    | : restier et podsoli- | :      | :       | :       | :       | : |
| :    | : que                 | :      | :       | :       | :       | : |
| :    | :                     | :      | :       | :       | :       | : |
| :    | :                     | : 3564 | : 93,79 | : 13060 | : 91,91 | : |

Remarques :

1) Les numéros de 1 à 14 sont les sols des plaines, des vallées, des plateaux et des piedmonts du Caspien ; de 15 à 20 les sols des montagnes.

2) Les superficies de 380 x 1000 et 14000 x 1000 Hectares, données pour le Guilan et le Mazandéran, contiennent l'ensemble du territoire y compris la baie de Pahlavi et la lagune du Gorgan.



### RESUME (GUILAN)

Le climat est caractérisé par l'abondance des précipitations (plus de 1000 mm) sur tout le versant nord de l'Elbourz et la plaine du Guilan. L'observation montre qu'au-dessous de 200 m d'altitude, les petits cours d'eau coulent de façon permanente. Ces conditions sont particulièrement favorables à un développement intense de l'érosion, l'évolution catastrophique des phénomènes n'est évitée que grâce à la continuité de la couverture forestière qui joue un rôle protecteur. Il se produit néanmoins très souvent des ravissements locaux et les formes du lit torrentiel soulignent l'intensité des phénomènes d'ablation. Les éléments arrachés au lit des torrents appartiennent à toutes les classes granulométriques : les blocs restent cependant plus ou moins dispersés dans les vallées, tandis que les galets, les sables et les éléments fins parviennent très fréquemment jusqu'à la mer. Les galets constituent des bancs dans les lits et au débouché des cours d'eau, ils sont associés le plus souvent avec des sables. Arrondis dans les biefs amont des cours d'eau, ils s'aplatissent et se fragmentent rapidement en aval, et contribuent donc à l'entretien du stock sableux fluvial.

Les sables transportés par tous les cours d'eau sont homogènes. Ils sont rarement bien triés et souvent mêlés de produits fins (sauf dans le Séfid-Roud). Le volume du sable qui transite dans les cours d'eau est extrêmement important.

Les sables côtiers sont toujours bien triés. Les vases et les éléments fins sont transportés en suspension et se déposent souvent dans la plaine, ceux du Séfid-Roud se déposent rarement avant d'atteindre la mer.

La faible importance des sédiments fluviaux ac-

tuels du Séfid-Roud (après construction du barrage) ne doit pas faire supposer que les transports fluviaux sont inexistantes ; les apports liquides et solides des cours d'eau du massif de l'Elbourz : Hechmat-Roud, Chem-Roud, etc... (bras du Séfid-Roud en Guilan) sont au contraire extrêmement importants. Ils proviennent des zones superficielles des profils pédologiques qui fournissent l'essentiel du matériel arraché au sol par l'érosion et amené par les cours d'eau dans les plaines du Séfid-Roud et de Lahidjan.

La sédimentation kaolino-montmorillonitique des abords immédiats du massif de l'Elbourz est liée à la proximité des formations volcaniques dans ce secteur (Lahidjan-Langaroud et Foumen) ; de même, la sédimentation kaolino-illito-montmorillonitique des argiles de la région de Foumen et de la baie de Pahlavi est liée à l'ensemble des actions des cours d'eau et du milieu marin.

Sur les sables littoraux, il ne se forme pas de véritable sol : mais seulement sur une largeur de 200 à 500 m, se produit un enrichissement en matières humiques de la zone superficielle du sable, par suite de l'installation d'une végétation demi-aquatique.

En période de crue, le Séfid-Roud transporte les sables essentiellement par roulement sur le fond et traction des grains, chaque grain se déplaçant par bonds successifs. Il est bien évident que la quantité des matériaux transportés augmente très rapidement, au-delà d'un seuil, quand la vitesse du courant augmente. Inversement, lorsque la vitesse du fluide transporteur diminue, les grains de sable sont abandonnés sur place, en commençant par les plus gros.

Granulométrie et minéralogie conduisent finalement aux mêmes conclusions et on peut dire que toutes les accumulations sableuses en bordure du littoral évoluent séparément à partir d'apports locaux ; suivant l'intensité des actions de triage exercées par les vagues, les sédiments présentent des caractéristiques variables.

L'origine des sables est surtout fluviatile. L'action des vagues joue un rôle principal sur la côte, mais le rôle des cours d'eau est prépondérant dans la partie centrale de la plaine.

Au point de vue granulométrique, la variabilité des sédiments vaseux est plus grande que celle des sables. Elle paraît d'autant mieux que les courbes granulométriques soulignent que le sédiments est presque toujours constitué par le mélange en proportions diverses de deux constituants : fin et grossier - qui ont chacun leur type propre. Alors que les sables correspondent tous à un domaine granulométrique étroit et un faciès d'évolution logarithmique, la forme de la courbe des éléments fins montre que ceux-ci peuvent présenter différents faciès granulométriques. Il faut ajouter que pour beaucoup de sédiments fluviatiles (plaine septentrionale), la répartition est parabolique-logarithmique, sauf pour les fractions grossières terminales.

En général, les sables de la côte sont fins ou très fins (la médiane est de 30 à 150 microns), bien triés et très quartzeux.

Par attaque à HCl, la fraction calcaire a été éliminée systématiquement dans tous les échantillons. Il s'agit en général de calcaire coquillier et principalement de débris de tests de lamellibranches (dans les sables côtiers), mais la fraction fine est presque dépourvue de carbonate (dans la baie de Pahlavi). La proportion de calcaire avoisine 2,5 % dans les sédiments fins de la baie, 9,2 % dans les sables côtiers et 5,8 % dans les sédiments fins du Séfid-Roud. Les sédiments de la plaine du Séfid-Roud contiennent 6,5 % de  $\text{CaCO}_3$  en moyenne. La moindre teneur en  $\text{CO}_3\text{Ca}$  des vases fines semble liée à des phénomènes de dissolution provoqués par l'abaissement du pH.

Au point de vue des minéraux lourds, les minéraux typiques, tel que l'augite verte, l'hyperstène et les hornblendes, qui appartiennent au cortège éruptifs, se trouvent dans les sables côtiers.

Ils sont petits et très brisés. En général, l'augite est très abondante. Elle est un des pyroxènes les plus caractéristiques de roches éruptives basiques.

Les minéraux résistants, tel que le zircon et le rutile sont rares, mais la présence du rutile est assez remarquable, car il ne fait pas partie du cortège habituel des minéraux des roches basiques.

L'abondance des minéraux liés aux roches métamorphiques (épidote et grenats) accompagnés de quelques uns des minéraux des roches volcaniques, traduit parfaitement ce que nous avons exposé de la géologie du bassin versant. Cette abondance prouve en effet qu'une partie du travail d'érosion de l'Elbourz et du Talèche s'effectue dans les zones cristallines intermédiaires comprises entre les massifs volcaniques d'une part et les plaines sédimentaires d'autre part.

Le pH des sédiments est très variable (de 5 à 8,65). Le pH des sédiments recueillis dans la baie de Pahlavi est inférieur à 7. Par contre, sur la côte et dans la partie centrale de la plaine (zones sans végétation), les valeurs sont plus élevées, mais l'alcalinité est toujours de règle. Au voisinage des marécages et des rizières, les pH sont relativement acides. Il est intéressant de noter que les eaux de la mer Caspienne et les sédiments de la plaine du Séfid-Roud sont caractérisées par un même pH de 8. Cette similitude des pH pourrait être interprétée comme une preuve de l'évolution marine des sédiments de la plaine du Guilan.

L'étude minéralogique et morphoscopique des sables montre qu'il existe une continuité parfaite entre le stock fluvial du Séfid-Roud et les sables de la baie de Pahlavi, notamment ceux de la partie orientale de la lagune et des lits des cours d'eau de cette région. Une certaine analogie de composition minéralogique des fractions lourdes semble confirmer ces résultats.



Les vases de la baie de Pahlavi et des zones voisines montrent une assez grande homogénéité de leurs propriétés. Ce sont des vases argileuses, kaolin<sup>o</sup>-montmorillonitiques, très peu calcaires, riches en matières organiques et relativement riches en éléments détritiques. Le dépôt des vases résulte de sédimentation rapide en eau calme, en raison de la salinité très faible (environ 8 ‰) et du pH assez acide. Loin des rivages, elles ne contiennent pas de sable et leur fluidité est grande ; celle-ci diminue au voisinage immédiat de la côte où dans une zone étroite les vases se mélangent avec les sables de rivage.

La région du Guilan est riche en argiles. La kaolinite est abondante et ses deux premières réflexions orientées à 7,17 et 3,57 Å° suffisent pour les identifier après l'attaque HCl (2N). La kaolinite et la chlorite ont deux pics indépendants à 3,54 et 3,57 Å° dans les diagrammes bruts des échantillons H-5 et A-6 ; d'autre part les deux pics de 7,1 Å° de ces minéraux sont séparés par traitements LiCl (2N), chauffés à 300° pendant 12 heures, et puis glycérisés.

L'illite et le mica sont présents dans les sédiments du Guilan, mais n'y sont pas très abondants comme dans le territoire du Gorgan. Il nous semble que ces minéraux se sont décomposés et ont contribué à la construction des smectites.

Les smectites sont très répandues en Guilan, surtout dans la plaine du Séfid-Roud. Elles constituent des éléments détritiques associés aux kaolinites. Les résultats des traitements par la glycérine pure, MgCl<sub>2</sub>(N) glycérisé et LiCl (2N) chauffé et puis glycérisé sont plus nets (un pic de (001) à 18 Å° - mais après le traitement par LiCl, ce pic représente seulement la beidellite). En général, l'écart réticulaire basal des montmorillonites Na qui caractérisent les faciès rouges quaternaires, est voisin de 12 Å° dans les milieux marins et estuariens, ce qui traduit une saturation presque complète par les ions Na<sup>+</sup>. En milieu continental, l'écart réticulaire



des smectites dans les argiles brutes est de 14 à 15 Å°. La cristallinité des smectites étudiées est très bonne. Le pic (001) à 14 Å° dans l'échantillon brut passe à 17 - 18 Å° dans l'échantillon glycé-  
riné. Lorsqu'elles sont abondantes, ce traitement fait aussi appa-  
raître la raie (002) à 8,5 Å° (échantillons S-1, H-5 et H-6).

Il est également remarquable de constater que la  
smectite de la baie n'est pas accompagnée du grand pourcentage de  
produits de transformation habituels en milieu marin (notamment  
chlorites et minéraux interstratifiés). Dans tous les échantillons,  
quand le pourcentage des smectites est considérable, la teneur des  
illites est faible et inversement.

Nous avons constaté dans les alluvions du Séfid-Roud  
le minéral du type smectite et la beidellite, tandis que dans les sé-  
diments de la baie de Pahlavi et de la région du Foumen, la montmo-  
rillonite vraie est dominante.

La chlorite existe dans le Guilan, mais le pourcenta-  
ge n'en est pas très élevé ; il s'agit de chlorites détritiques sédimen-  
taires. Ces chlorites ne résistent pas à l'attaque HCl (2N) à chaud et  
la cuisson à 530°C. Les chlorites sont totalement insensibles à l'ac-  
tion de KCl ou  $\text{NH}_4\text{Cl}$ , ce qui différencie encore des vermiculites.

Les vermiculites présentent comme des traces de sé-  
diments des deux région Foumen (N-1) et la baie de Pahlavi (O-8).  
Ce sont des minéraux mal défini. Nous les avons déterminé par les  
actions de  $\text{MgCl}_2$  + glycérine et de KCl (N).

LES ARGILES DE LA PLAINE DU GORGAN

|                                  | PIEDMONT<br>( Roches -<br>meres ) | PLAINE<br>CENTRALE     | ZONE LITTORALE      |                         |                             |                              |
|----------------------------------|-----------------------------------|------------------------|---------------------|-------------------------|-----------------------------|------------------------------|
|                                  |                                   |                        | Fluviatile          | Littorale               |                             | Lagune                       |
|                                  |                                   |                        |                     | SUD                     | NORD                        |                              |
| Lieu et N°<br>d'échantillon      | Sud du Gaz<br>( R - M )           | Kord Kouy<br>( s - 5 ) | Kara Sou<br>( 146 ) | Bandar Gaz<br>( r - 1 ) | Bandar<br>Chah<br>( n - 2 ) | Lagune du<br>Gorgan<br>( 8 ) |
| Largeur                          | plus 3 km                         | 15 km                  | 1 km                | 2 km                    | 1 km                        | 4 km                         |
| Milieu                           | Pas salé                          | Salé                   | Salé                | Salé                    | Salé                        | Peu salé                     |
| CHLORITES                        | 8.5                               | 3.5                    | 3                   | 2                       | 2.5                         | 2.5                          |
| 1 - stables à<br>chaleur         | T.F                               | F                      | F                   | F                       | f                           | f                            |
| 2 - sédimentaires<br>instables   | —                                 | f                      | f                   | f                       | F                           | F                            |
| 3 - gonflantes                   | —                                 | A.F                    | f                   | —                       | T.F                         | T.F                          |
| 4 - ferrifères                   | T.F                               | F                      | F                   | A.F                     | F                           | T.F                          |
| CHLORITE -<br>MONMORILLONITE     | —                                 | t.f                    | —                   | —                       | —                           | t.f                          |
| SMECTITES                        | —                                 | 2.5                    | 1.5                 | 1.5                     | 1.5                         | 2                            |
| 1 - Reidellite                   | —                                 | f                      | t.f                 | F                       | f                           | t.f                          |
| 2 - Montmorillonite              | —                                 | T.F                    | T.F                 | f                       | F                           | F                            |
| ILLITES - MICAS<br>( ferrifère ) | 1.5                               | 3                      | 5                   | 5                       | 4.5                         | 4.5                          |
| KAOLINITES                       | —                                 | 1                      | 0.5                 | 1                       | 1.5                         | 1                            |
| VERMICULITES                     | —                                 | —                      | —                   | —                       | —                           | —                            |

T.F = Très Forte    F = Forte    A.F = Assez Forte    f = faible    t.f = très faible

Les chiffres caractérisent l'intensité des pics .





LES ARGILES DES PLAINES DU MAZANDERAN

|                             | PLAINE OCCIDENTALE |                      | PLAINE CENTRALE    |                         | PLAINE ORIENTALE   |                         |
|-----------------------------|--------------------|----------------------|--------------------|-------------------------|--------------------|-------------------------|
|                             | SUD                | NORD                 | SUD                | NORD                    | SUD                | NORD                    |
| Lieu et N° d'échantillon    | Amol<br>(bb_4)     | Sorkhroud<br>( b-1 ) | Sari<br>( ss - 5 ) | Farah Abad<br>( g - 2 ) | Neka<br>( hh - 6 ) | Goharbaran<br>( h - 3 ) |
| Largeur                     | 2 km               | 3 km                 | plus 1 km          | 1 km                    | 2 km               | plus 4 km               |
| Concentration de Fe         | A.F                | F.                   | f                  | A.F                     | t.f                | f                       |
| Milieu                      | Pas salé           | Pas salé             | Pas salé           | Peu salé                | Pas salé           | Salé                    |
| CHLORITES                   | 2                  | 1.5                  | 1.5                | 1.5                     | 2                  | 1                       |
| 1 - stables à chaleur       | F                  | A.F                  | —                  | (001)<br>f              | (001)<br>f         | (001)<br>t.f            |
| 2 - sédimentaires instables | f                  | f                    | T.F                | F                       | F                  | F                       |
| 3 - gonflantes              | —                  | —                    | T.F                | —                       | —                  | F                       |
| 4 - ferrières               | A.F                | f                    | —                  | f                       | f                  | f                       |
| CHLORITE-MONTMORILLONITE    | —                  | —                    | —                  | —                       | —                  | —                       |
| SMECTITES                   | 2.5                | 4                    | 2.5                | 3.5                     | 2.5                | 4                       |
| 1 - Beidellite              | f                  | A.F                  | t.f                | F                       | t.f                | F                       |
| 2 - Montmorillonite         | F                  | A.F                  | T.F                | A.F                     | F                  | f                       |
| ILLITES - MICAS             | 3                  | 2.5                  | 3.5                | 3                       | 3.5                | 3                       |
| KAOLINITES                  | 2.5                | 2                    | 2.5                | 2                       | 2                  | 2                       |

T.F = Très Forte      F = Forte      A.F = Assez Forte      f = faible      t.f = très faible  
 Les chiffres caractérisent l'intensité des pics .



LES ARGILES DES PLAINES DU GILAN

|                                          | OUEST                          |                                | EST                                     |                                     |                                    |
|------------------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----------------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|
|                                          | PLAINE DU<br>FOUMEN<br>( Sud ) | BAIE DE<br>PAHLAVI<br>( Nord ) | PLAINE DU<br>SEFID-ROUD<br>( Centrale ) | EMBOUCHURE<br>ANCIENNE<br>( N - E ) | PLAINE DU<br>LANGAROUND<br>( Est ) |
| Lieu et N° d'échantillon                 | Foumen<br>N - 1                | 0 - 8                          | Astaneh<br>H - 5                        | Dahaneh Sar<br>A - 6                | Langaroud<br>S - 1                 |
| Largeur                                  | Plus 5 km                      | 3 km                           | Plus 5 km                               | 1 km                                | Plus 3 km                          |
| Milieu                                   | Pas salé                       | Pas salé                       | Pas salé                                | très peu salé                       | Pas salé                           |
| Concentration de Fe                      | t.f                            | F                              | F                                       | F                                   | F                                  |
| CHLORITES                                | 2 - 2.5                        | 2                              | 1.5 - 2                                 | 1.5                                 | 1.5 - 2                            |
| 1 - stables à chaleur                    | -                              | ( 001 )<br>f                   | ( 001 )<br>F                            | ( 001 )<br>A.F                      | -                                  |
| 2 - sédimentaires<br>instables à chaleur | T.F                            | T.F                            | F                                       | F                                   | T.F                                |
| 3 - gonflantes                           | -                              | F                              | A.F                                     | T.F                                 | T.F                                |
| 4 - ferrières                            | -                              | A.F                            | A.F                                     | A.F                                 | f                                  |
| VERMICULITES                             | 0.5                            | 0.5                            | -                                       | -                                   | 0.5 - 1                            |
| SMECTITES                                | 3                              | 3.5                            | 5.5                                     | 5                                   | 5                                  |
| 1 - Beidellites                          | f                              | F                              | T.F                                     | T.F                                 | T.F                                |
| 2 - Montmorillonites                     | T.F                            | A.F                            | t.f                                     | -                                   | -                                  |
| ILLITES - MICAS                          | 2.5                            | 2                              | 1.5 - 2                                 | 2                                   | 2                                  |
| KAOLINITES                               | 1.5                            | 1.5                            | 1                                       | 1.5                                 | 1                                  |

T.F = Très Forte    F = Forte    A.F = Assez Forte    f = faible    t.f = très faible

Les chiffres caractérisent l'intensité des pics .



LA BAIE DU PAHLAVI(Ouest) et LA LAGUNE DU GORGAN(Est)  
( UNE COMPARAISON ENTRE LES ARGILES )

|                               | LA BAIE<br>DU PAHLAVI<br>( Ouest ) | LA LAGUNE<br>DU GORGAN<br>( Est ) |
|-------------------------------|------------------------------------|-----------------------------------|
| N° d'échantillon              | 0 - 8                              | 8                                 |
| Largeur                       | 3 km                               | 4 km                              |
| Milieu                        | Pas salé<br>8‰                     | Peu salé<br>13‰                   |
| Concentration de Fe           | F                                  | -                                 |
| CHLORITES                     | 2.0                                | 2.5                               |
| 1 - stables à chaleur         | ( 001 )<br>f                       | f                                 |
| 2 - sédimentaires<br>instable | T.F                                | F                                 |
| 3 - gonflantes                | F                                  | T.F                               |
| 4 - ferrifères                | A.F                                | T.F                               |
| CHLORITE - MONTMORILLONITE    | -                                  | t.f                               |
| SMECTITES                     | 3.5                                | 2                                 |
| 1 - Beidellites               | F                                  | t.f                               |
| 2 - Montmorillonites          | A.F                                | F                                 |
| ILLITES - MICAS               | 2                                  | 4.5                               |
| KAOLINITES                    | 1.5                                | 1                                 |
| VERMICULITES                  | 0.5                                | -                                 |

T.F = Très Forte    F = Forte    A.F = Assez Forte    f = faible    t.f = très faible

Les chiffres caractérisent l'intensité des pics .



ABREVIATIONS

- Bull. Assoc. Geog. Fr. - Bulletin de l'association des géographes français ; Paris.
- Bull. C.O.E.C. - Bulletin d'information du comité central d'océanographie et d'étude des côtes.
- Bull. Iran Petrol. Inst. - Bulletin of the Iran Petroleum Institute.
- Bull. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris - Bulletin du Muséum national d'histoire naturelle, Paris.
- Bull. Soc. Géog. Paris - Bulletin de la Société géographie de Paris.
- Bull. Soc. Géol. Fr. - Bulletin de la société géologique de France.
- Bull. Soc. Neuch. Sci. Nat. - Bulletin de la société neuchâteloise de sciences naturelles.
- Bull. Serv. Cart. Géol. Als. Lorr. - Bulletin du service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine. Strasbourg.
- C. R. Acad. Sci. - Compte rendu hebdomadaire des séances de l'Académie des Sciences, Paris.
- C. R. Som. Séan. Soc. Géol. Fr. - Compte rendu sommaire des séances de la société géologique de France.
- C. R. Grou. Fr. Arg. - Compte rendu groupe français des argiles.
- C. R. Soc. Bio. - Compte rendu de la société de biogéographie, Paris.
- Geog. J. Ott. - Geographical Journal Ottawa.
- Geog. Jbr. Öst. - Geographischer Jahresbericht aus Österreich.
- Geol. Surv. Iran - Geological Survey of Iran.
- Hund. Regi. Geol. - Hundbuch der regionalen geologie.
- Mém. Docum. Cent. docum. - Mémoires et Documents du centre de documentation cartographique et géographique.



Mém. Mus. Nat. Hist. Nat. - Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle, Paris.

Mém. Soc. Géol. Fr. - Mémoires de la société géologique de France.

Mitt. Geol. Inst. Eidgen Tech. - Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule und der Universität Zürich.

Nat. Iran oil Co. - National Iranian Oil Company.

Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn. - Revue de géographie physique et de géologie dynamique.

Rev. I. F. P. - Revue de l'Institut Français du Pétrole.

Riv. Ital. Paleo. Stra. - Rivista italiana di Paleontologia e stratigrafia.

BIBLIOGRAPHIE

- ABDALIAN S. - 1963 - Le volcan de Demavend en Iran. Bulletin volcanologique, t. 25, Napoli, p. 141-147.
- ADL A. H. - 1960 - Régions climatiques et végétations en Iran (en persan), Téhéran.
- ALLEN J. R. L. - 1968 - Current Ripples. Their relations ot Patterns of water and sediment Motion. Amesterdam.
- ALLENBACH P. - 1970 - Geology and Petrography of Mt. Damavand and its Environment (central Alborz) Iran. (traduit en persan par ENTEZAM A. et MEHRNOUSH M. ). Geolg. Surv. Iran, Téhéran. Rapport n° 17, 161 pages.
- AMIN SOBHANI E. - 1971 - Etude géomorphologique du delta du Séfid-Roud. Thèse de 3ème Cycle, Paris.
- ANDRIESSE J. P. - 1960 - The soils of Mazanderan in northern Iran and Their suitability for Paddy-rice irrigation. Journal of Soil Sciences, Vol. 2, n° 2.
- ASSERETO R. - 1963 - The Paleozoic formations in central Elburz (Iran) ; Preliminary not : Riv. ital. Paleont. stratigr., Vol. 69, n° 4, p. 503-543.
- BALTZER F. - 1970 - Etude sédimentologique du marais de Mara (côte Ouest de la Nouvelle-Calédonie), et de formations quaternaires voisines. Editions de la Fondation Singer-Polignac, Paris. Vol. IV, p. 1 à 147.
- BARSHAD I. - 1954 - b - Cation exchange in micaceous minerals. Soil Science n° 78, p. 57-76.
- BARIMANI A. - 1947 - La mer Caspienne (en persan) Téhéran, 170 p.

- BERG L. - 1932 - Niveau de la mer Caspienne dans les temps historiques. Probl. Phys. géogr., Vol 1 (Russe-Français).
- BERTHOIS L. - 1958 - Technique de l'analyse granulométrique. Cent. Documen. Univer. Paris.
- BIROT P. - 1955 - Les méthodes de la morphologie, Paris, 175 p.
- BIROT P. - 1969 - L'influence du climat sur la sédimentation continentale. Les cours de Sorbonne. C.D.U., photocopié, 219 p.
- BLANCHARD R. - 1929 - Géographie universelle. Tome VIII, Asie occidentale, Iran. Armand Colin, Paris, p. 128-170.
- BLOCH J. M. - 1950 - Sur quelques propriétés chimiques et physiques de la montmorillonite. Thèse. Société d'impressions Typographiques, Nancy.
- BOBEK H. - 1953 - Klima und Landschaft Irans in Vor und Frühgeschichtlicher Zeit. Geogr. Jbr. Ost.
- BOBROV S. N. - 1961 - The transformation of the Caspian sea. Soviet Geography, New-York, Vol. 2, n° 7, p. 47-59.
- BOURCART J. - 1964 - La connaissance des profondeurs océaniques. Société d'édition d'Enseig. Sup., Paris, 209 p.
- BOUT P., DRESCH J. - 1961 - Observation de géographie physique en Iran septentrionale. Mémoire documen. Paris, t. 8, p. 9-103.
- BRADLEY W. F. - 1954 - X Ray diffraction criteria for the characterization of chlorite material in sediments. Second. Nat. Conf. on clays and clay minerals. Nat. Acad. Sci. Nat. Rev. Council. Pub. (327), p. 324-334.

- BROWN G. - 1961 - The X-Ray identification and crystal structures of clay minerals. Mineralogical Society, London, 544 p.
- BRUJEVITCH S. - 1941 - The distribution of matter among different groups of organisms inhabiting the Caspian Sea. Elements of the Chemical balance of the Caspian Sea. Tr. of The Complex studies of the Caspian Sea. Vol. 14 (en russe, résumé en anglais), Moscou.
- BUBENICEK L. - 1960 - Développement diagénétique des chlorites de la minette lorraine. C. R. Acad. Sci. Fr., t. 251, p. 765.
- BUTZER K. W. - 1958 - Russian climate and the hydrological budget of the Caspian Sea. Rev. Canada de Géog. Montreal. Vol. XII, n° 3-4, p. 129-140.
- CAILLERE S. et HENIN S. - 1963 - Minéralogie des argiles. Paris. Masson, 355 p.
- CAILLEUX A., TRICART J. - 1962 - Traité de géomorphologie, Paris.
- CAILLEUX A., TRICART J. - 1963 - Initiation à l'étude des sables et des galets. 3 volumes. Cent. Doc. Univ. Paris.
- CAMEZ T., FRANC DE FERRIERE P. J. J., LUCAS J. et MILLOT G. 1960 - Sur l'importance de la vermiculite dans certains sols tempérés et dans les dépôts du Quaternaire ancien. C. R. Acad. Sci. Fr., t. 250, p. 3038-3041.
- CARSOB-RACHEL L. - 1958 - Cette mer qui nous entoure. Traduit de l'américain par COLLIN-DELAVALD, Paris, 275 p.
- COLLIN-DELAVALD C. - 1961 - Trois types de terroirs dans les provinces Caspiennes d'Iran. Mém. de Doc., Paris, p. 103-113.

- COTTON DE BENNETOT M., GUILCHER A. et SAINT-REQUIER A. - 1965 - Morphologie et sédimentologie de l'Aber Benoît (Finistère). Notes techniques. Cahier Océanographie. Paris, p. 377-387
- DEDUAL E. - 1967 - Zur Geologie des mittleren und unteren Karaj-Tales zentral - Elburz (Iran). Mitt. Geo. Inst. E. T. H. uni. Zurich, 125 p.
- DELESSE M. - 1871 - Lithologie des mers de France et des mers principales du globe. Paris, 479 + 136 p.
- DERUAU M. - 1959 - Sur la morphologie du Demavend. Bull. Asso. géog. Fr., n° 284, 285 ; p. 50-56.
- DERRUAUX P. - 1962 - Précis de géomorphologie. Masson, Paris. 413 p.
- DEWAN M. L., FAMOURI J. - 1964 - The soils of Iran (F.A.O.) Rome, 319 p.
- DRESCH J. - 1958 - Le pié mont de Téhéran. Bull. de l'Ass. de Géogr. Fr., Paris.
- DRESCH J. - 1961 - Observation sur les formes périglaciaires dans le massif de l'Elbourz et son pié mont du Nord de Téhéran. Lódz (From Builetyn Peryglac jal. ; p. 94-104).
- DROSTE J. B., BHATTACHARYA H. and SUNDERMAN J. A. - 1962 - Clay mineral alteration in some Indiana soils. Clays and clay minerals (9 th Nat. Conf., 1960), p. 329-343.
- DUCHAUFOR P. - 1970 - Précis de pédologie, Masson, Paris.
- DUNOYER de SEGONZAC G. - 1969 - Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. Thèses Es Sciences Naturelles, Strasbourg, 339 p.



- DUPLAIX S. - 1957 - Détermination microscopique des minéraux des sables. Paris et Liège, Polytechnique Béranger, 80 p.
- ESQUEVIN J. - 1969 - Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. Bull. Cent. Rech. Pau. S.N.P.A., 3, p. 147-154.
- FARIDI Z. - 1964 - Ostracods in the Plio-Pleistocene sediments of Gorgan and Mazanderan (Northern Iran). Bull. Iran Petrol. Inst., n° 14, p. 532-535.
- FURON R. - 1941 - Géologie du plateau iranien (Perse - Afghanistan - Baloutchistan). Mémoire du Muséum National d'Histoire Naturelle, t. VII, n° 2, p. 177-414.
- FURON R. - 1959 - La paléogéographie. Payot, Paris, 2ème édition.
- GANJI M. H. - 1955 - The climates of Iran. Bull. de la Société de géogr. d'Egypte, t. 28.
- GELLER S. Yu. - 1961 - On the question of regulating the level of the Caspian sea. Soviet geography, review and trans. Jan. 1962, New-York, p. 59-66.
- GLAESER R. et MERING J. - 1967 - Effet du chauffage sur les montmorillonites saturées de cations de petit rayon. C. R. Acad. Sci. t. 265, p. 833-835.
- GORCHKOV G. et YAKOUCHOVA A. - 1967 - Géologie générale. Moscou, 595 p.
- GRIM R. E. - 1951 - The depositional environment of red and green Shales. Journal Sedimentary Petrol., 21, p. 226-232.
- GRIM R. E., BRANDLEY W. F. and WHITE W. A. - 1957 - Petrology of the Paleozoic Shales of Illinois. Illinois St. Geol. Surv. 203, 35 p.

- GRIM R.E. - 1963 - Clay mineralogy. Mc. Graw., New-York.
- GUILCHER A. - 1954 - Morphologie littorale et sous-marine. Paris, P. U. F., 216 p.
- GUMILEV L. N. - 1964 - Khazaria and the Caspian (Landscape and Ethnos, Part 1). Soviet geography, New-York, Vol. V, n° 6.
- HILL M. N. - 1962 - The Sea. Vol. 1, London.
- JEREMINE E. - 1942 - Sur quelques roches du Demavend (Perse). C. R. Acad. Sci., Paris, t. 215, p. 163-165.
- KELLER W. D. - 1968 - Flint clay and Flint-clay facies. Clay and clay minerals (16 th Nat. Conf., 1967) 2, p. 113-128.
- KING C. A. M. - 1966 - Techniques in geomorphology. London, Arnold, 342 p.
- KNIPOVITCH N. - 1923 - La mer Caspienne et ses pêcheries (en russe). Moscou.
- KOSSAREVA A. N., LEONTIEVA O. K. - 1969 - La mer Caspienne (en russe), Moscou.
- KUENEN Ph. H. - 1957 - Marine geology. New-York, Second Printing.
- KULBICKI G. et GRIM R. E. - 1957 - Etude aux rayons X des réactions des minéraux argileux à hautes températures. Bull. Soc. Fr. Céram., 36, p. 21-28.
- LAFOND L. R. - 1953 - Application de la méthode des indices à l'étude de l'évolution des sédiments actuels dans le bassin de la rivière Sal (Morbihan). C.R. Acad. Sci., Paris, t. 237, p. 82-85.

- LAFOND L.R. - 1967 - Etudes littorales et estuariennes en zone intertropicale humide, 3 volumes, 836 p. (Thèse).
- LAPPARENT J. De - 1936 - Les milieux générateurs de la montmorillonite et de la sépiolite. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 204, p. 553-555.
- LARRAS J. - 1957 - Plages et côtes de sable. Paris.
- LARRAS J. - 1964 - Embouchures, estuaires, lagunes et deltas. Coll. du cent. de Rech. et d'essais de Chatou. N° 11, 171 p.
- LEONTIEV O.K. et KHALILOV A.I. - 1965 - La situation des côtes de la mer Caspienne (en russe). Bakou, 205 p.
- LUCAS J. et JEHL G. - 1961 - Etude de l'action de la chaleur sur la chlorite et la kaolinite - par diffraction des rayons X. Application à la distinction de ces deux minéraux. Bull. Serv. cart. Géol. Als. Lorr., t. 14, p. 159-172, Strasbourg.
- LUCAS J. - 1962 - La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etude sur les argiles du Trias. Mém. Serv. carte Géol. Als. Lorr., 23, 202 p.
- LUCAS J. et TRAUTH N. - 1965 - Etude du comportement des montmorillonites à haute température. Bull. Serv. carte Géol. Als. Lorr., 18, 4, p. 217-242. Strasbourg.
- MAKAROVA I.V., PROCHKINA-LAVRENKO A.I. - 1968 - Les planctons de la mer Caspienne (en russe). Leningrad, 291 p.
- MEHRA O.P. et JACKSON M.L. - 1960 - Iron oxide removal from soil clays by dithionite - citrate system buffered with sodium bicarbonate. Clay and clay minerals. Pergamon Press ; p. 317-327.

- MILLOT G. - 1949 - Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses. Géo. App. Prospect. Min., Nancy, 2, p. 1-352.
- MILLOT G. - 1963 - Géologie des argiles. Masson, Paris, 499 p.
- MOFAKHAM-PAYAN L. - 1953 - Etude géographique de la mer Caspienne. Paris (Thèse).
- MOFAKHAM-PAYAN L. - 1969 - La baie de Pahlavi (Anzali). Etude physique, n° 4, 39 p. Machhad.
- MOFAKHAM-PAYAN L. - 1969 - Les principales rivières de la région du Guilan. N° 5, 48 p. Machhad.
- MORGAN J. De - 1894-1895 - Mission scientifique en Perse. Vol. 1, 328 p. ; Vol. 2, 428 p. ; Paris.
- MOTAMED A. et AMIN SOBHANI E. - 1971 - Phénomènes littoraux de la côte sud de la mer Caspienne (Iran). Cahiers géologiques, n° 87, p. 1135-1142. Paris.
- MOVAHHED M. - 1968 - Recent phosphate discoveries in Iran. Report n° 10, Geological Survey of Iran, Téhéran.
- OTTMANN F. - 1965 - Introduction à la géologie marine et littorale. Masson, 259 p.
- PARFENOFF A., POMEROL C. et TOURENQ J. - 1970 - Les minéraux en grains. Masson, 598 p.
- PEDRO G. - 1966 - Commentaires sur la classification et la nomenclature des minéraux argileux (à propos de la 2ème conférence internationale sur les argiles - Jérusalem 1966). Lab. des sols C.N.R.S., Versailles.
- PEGUY Ch. P. - 1959 - Les glaciers de l'Elbourz. Bull. de l'Asso. de Géogr. Fr., n° 284, 285 ; p. 44-49.



- PETROW M. P. - 1957 - Les caractères géographiques physiques de l'Iran (Traduit en persan par GOLGOLAB H. ). Université de Téhéran.
- PLANHOL X. De - 1959 - Du pié mont téhéranais à la Caspienne. Bull. de l'Asso. de Géogr. Fr. , p. 57-64.
- RABINO H. L. (1917) - Les provinces caspiennes de la Perse. Le Guilan. Revue du monde musulman. Paris.
- RABINO H. L. (1958) - Mazandéran et Astarabad (en persan). Téhéran.
- REMIZOVA S. S. - 1964 - Calcul de l'écoulement des fleuves iraniens se déversant dans la mer Caspienne. Série V, n° 1, Vestnik Moskovskogo universiteta (traduit par l'Institut de Géographie de Paris).
- REMIZOVA S. S. - 1966 - Calcul des fluctuations du niveau de la mer Caspienne d'après la température et la salinité de l'eau de la mer. Océa. Aca. Sci. l'U.R.S.S. , t. 6, n° 5, p. 794-798 (en russe).
- RIEBEN E. H. - 1960 - Les terrains alluviaux de la région de Téhéran. Tehran University Arid Zone. Research Center Pub. 4.
- RIEBEN E. H. - 1966 - Geological observations on alluvial deposits in northern Iran. Geol. Surv. of Iran. Report n° 9, 40 p.
- RIKHTER V. G. - 1961 - Vertical movements of earth crust and the fluctuations in the level of the Caspian Sea (Soviet Geography), New-York. Vol. 2, n° 7, p. 59-64.
- RIVIERE A. - 1934 - Contribution à l'étude géologique de l'Elbourz central (Iran). Rev. Geo. phy. et Geol. Dynamique 7, Fasc 1 et 2, 195 p.



- RIVIERE A. - 1946 - Contribution à l'étude des sédiments argileux. Bull. Soc. Géol. Fr., 16, p. 43-55.
- RIVIERE A. - 1946 - Sur les argiles micacées (illites). C. R. Acad. Sci. Fr., t. 222, p. 1445-1446.
- RIVIERE A. - 1948 - Sur l'embouchure du Lay (Vendée). La sédimentation et la morphologie estuarienne. Bull. Soc. Géol. Fr., 18, p. 139-151.
- RIVIERE A., VERNHET S. - 1951 - Sur la sédimentation des minéraux argileux en milieu marin en présence de matières humiques. Conséquences géologiques. C. R. Acad. Sci., t. 233, p. 807.
- RIVIERE A. - 1951 - Considérations générales sur la géologie des sédiments argileux. C. R. Groupe français des argiles, t. 4, p. 47-62.
- RIVIERE A. - 1952 - Sur la représentation graphique de la granulométrie des sédiments meubles. Interprétation des courbes et applications. Bull. Soc. Géol. Fr. (6), II, p. 145-154.
- RIVIERE A. - 1952 - Expression analytique générale de la granulométrie des sédiments meubles. Indices caractéristiques et interprétation géologique. Notion de faciès granulométrique. Bull. Soc. Géol. Fr. (6), t. 2, p. 155-167.
- RIVIERE A. - 1952 - La granulométrie des sédiments argilo-vaseux est susceptible d'une expression analytique générale. Notion de faciès granulométrique. C. R. Acad. Sci., t. 234, p. 2668-2670.
- RIVIERE A. - 1953 - Méthode d'interprétation de la granulométrie des sédiments meubles. Rev. I. F. P., Vol. 8, n° spéci., p. 102-108.

- RIVIERE A. - 1953 - Sur l'origine des argiles sédimentaires. Comité International pour l'étude des argiles. Congr. Géol. Intern. Alger, 18, p. 177-180.
- RIVIERE A. et VISSE L. - 1954 - L'origine des minéraux des sédiments marins. Bull. Soc. Géol. Fr., 4, p. 467-474.
- RIVIERE A. - 1955 - Recherches récentes en Océanographie littorale. N° 2, p. 150-161.
- RIVIERE A. et VERNHET S. - 1956 - Influence d'une embouchure protégée sur l'évolution sédimentologique d'une côte sableuse. C. R. Acad. Sci., t. 243, p. 1342-1343.
- RIVIERE A. - 1957 - Etudes littorales. Bull. d'infor. du Com. cent. d'océano. et d'étude des côtes (C.O.E.C.), IX, 8, p. 456.
- RIVIERE A. - 1959 - Sur la notion de dispersion littorale. C. R. Acad. Sci., t. 249, p. 1920-1922.
- RIVIERE A. - 1960 - Généralisation de la méthode des "faciès logarithmiques" par extension de la notion d'indice d'évolution. Détermination de celui-ci. C. R. Acad. Sci., t. 250, p. 2917-2919.
- RIVIERE A., VERNHET S. - 1960 - Contribution à l'étude minéralogique des sédiments argileux. Discussion des résultats obtenus par la méthode des agrégats orientés. C. R. Acad. Sci., t. 251, p. 2056-2058.
- RIVIERE A. - 1962 - Sinuosités et festons de plage. C.R. Acad. Sci., t. 254, p. 3230-3233.
- RIVIERE A. - 1967 - Méthodes granulométriques en géologie. Mises à jour. P. 243-262. Gauthier-Villars, Paris.
- ROCCHICCIOLI C. - 1967 - Le pH et sa mesure (Que sais-je ?). P. U.F., Paris.

- ROL R. - 1956 - La végétation du Nord de l'Elbourz (Iran). C. R. Soc. Biogéogr., n° 284, 286 ; p. 19-23.
- ROMANOVSKY V., FRANCIS-BOEUF C. et BOURCART J. - 1953 - La mer. Larousse. 232 p.
- ROSTAMI E. - 1945 - Les eaux douces du bassin caspien, dans la partie méridionale. Revue Fac. Vétér. de Téhéran. N° 5, 6 et 7 (en persan).
- SAHAMI C. - 1964 - L'économie rurale et la vie paysanne dans la province Sud-Caspienne de l'Iran. Le Guilan (Thèse).
- SEELEY S. - 1959 - L'Iran. Geogr. Journ. Ottawa, Canada. Vol. 59, n° 6, p. 198-204.
- SHEPARD F.P. - 1963 - Submarine geology. 2ème édition. Edition New-York. Harper and Row Publishers.
- SOLOVYEV V., KULAKOVA L. et AGAPOV G. - 1958 - The submarine mountain -ranges on the bottom of the southern Caspian Sea area. Priroda. Vol. 8 (en russe traduit en anglais).
- STAHL A.F. - 1911 - Persien (Géologie de la Perse). Heidelberg Hand. Reg. Geol., Vol. 5, n° 8, p. 1-146.
- STEINBERG M., VERNHET S. et RIVIERE A. - 1966 - Sur l'interprétation des spectres d'agrégats orientés donnés par les argiles en présence d'hydrates ferriques non cristallisés. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 262, p. 968-971.
- STEINBERG M. - 1967 - Contribution à l'étude des formations continentales du Poitou (Sidérolithique des auteurs). 404 pages (Thèse).
- STEINBERG M. - 1968 - Influence apparente des hydroxydes de fer sur le comportement aux rayons X de phyllites gonflantes. Bull. Grou. Fr. Arg., 19, 2, p. 71-79.

- STEPANOV D. L. , GOLCHANI F. et STÖCKLIN J. - 1969 - Upper Permian and Permian-Triassic boundary in North Iran. Geol. Surv. of Iran. Report n° 12, 72 + 15 p. , Téhéran.
- STÖCKLIN J. , NABAVI M. et RUTTNER A. - 1964 - New data on the lower paleozoic and Pre - cambrian of North Iran. Geol. Surv. of Iran. Report n° 1, 30 p. , Téhéran.
- STÖCKLIN J. - 1971 - Stratigraphic Lexicon of Iran. Part I : central, North and East Iran. Geol. Surv. of Iran, Report n° 18, 338 + 46 p.
- SUESS E. D. - 1924 - La face de la Terre. Traduit par Emmanuel de MARGERIE. 2ème édition.
- TARDY Y. - 1969 - Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Mém. carte Géol. Als. Lorr. Strasbourg. (Thèse).
- TARDY Y. , PAQUET H. et MILLOT G. - 1970 - Trois modes de genèses des montmorillonites dans les altérations et les sols. Bull. Groupe Fr. Arg. , t. 22, p. 69-77.
- TASKIN G. A. - 1954 - The falling level of the Caspian sea in relation of Soviet economy. Geog. Rev. New-York, t. 44, n° 4, p. 508-527.
- TERMIER H. et TERMIER G. - 1959 - Evolution et paléogéographie. Paris, 254 p.
- TERMIER H. et TERMIER G. - 1960 - Erosion et sédimentation. Masson, Paris.
- TRAUTH N. et LUCAS J. - 1967 - Apport des méthodes thermiques dans l'étude des minéraux argileux. Bull. Grou. Fr. Arg. , 2, p. 11-24.



- TRAUTH N., PAQUET H., LUCAS J. et MILLOT G. - 1967 - Les montmorillonites des vertisols lithomorphes sont ferrifères : conséquences géochimiques et sédimentologiques. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 264, p. 1577-1579.
- TRICART J. - 1965 - Principes et méthodes de la géomorphologie. Paris, 496 p.
- TRICART J. et CAILLEUX A. - 1965 - Introduction à la géomorphologie climatique. 305 p.
- VATAN A. - 1949 - La pétrographie comme moyen d'étude du transport des sables et des galets sur les côtes. Rev. Gén. Hydrologique, n° 54, p. 302-307.
- VATAN A. et AYANIAN P. - 1962 - Observations sédimentologiques sur les couches vertes de l'Elbourz (Iran). C. R. Somm. Séan. Géol. Fr., n° 10, p. 320-321.
- VATAN A. - 1967 - Manuel de Sédimentologie. Edition Technip. Paris.
- VATAN A. et YASSINI I. - 1969 - Les grandes lignes de la géologie de l'Elbourz central dans la région de Téhéran et de la plaine de la Caspienne. Rev. Inst. Fr. Pét., n° 7, 8 et 9, p. 841-878 et 973-1006.
- VENDROV S.L., GANGARDT G.G., GELLER S. Yu., KORENISTOV L.V. et SARUKHANOV G.L. - 1964 - The probleme of transformation and utilization of water resources of the Volga river and the Caspian Sea. Soviet Geography. Vol. V, n° 7, New-York.
- ZENKEVITCH L. - 1963 - Biology of the Seas of the U.S.S.R., London, 956 p.
- ZENKOVITCH V.P. - 1965 - Buts et principaux axes de recherches des études sur les zones maritimes littorales. Cahiers océanographiques. p. 605-623.



TABLE DES MATIERES

|                                                            |       |
|------------------------------------------------------------|-------|
| Introduction                                               | p. 1  |
| I) Méthode de travail                                      | p. 5  |
| I-1- Le prélèvement des échantillons                       | p. 5  |
| I-2- La granulométrie des sables                           | p. 5  |
| I-2-2- La granulométrie des sédiments fins                 | p. 6  |
| I-2-3- Interprétation des résultats granulométriques       | p. 6  |
| I-3- Etude morphoscopique des sables                       | p. 7  |
| I-4- Etude des minéraux lourds                             | p. 8  |
| I-5- Teneur en carbonate de calcium                        | p. 8  |
| I-6- Valeur du pH                                          | p. 9  |
| I-7- Etude des minéraux argileux                           | p. 9  |
| Traitements par $MgCl_2$ et $CaCl_2$                       | p. 10 |
| Cuisson des plaques                                        | p. 11 |
| Attaque par HCl                                            | p. 11 |
| Les traitements par KCl (N) et $NH_4Cl$ (N)                | p. 12 |
| Traitements par glycérine (simple)                         | p. 12 |
| Traitements par LiCl (2N)                                  | p. 12 |
| Traitements par le mode de Mehra Jackson                   | p. 13 |
| I-8- Analyse thermique différentielle                      | p. 13 |
| 2) La mer Caspienne                                        | p. 14 |
| 2-1- La mer Caspienne dans le passé                        | p. 14 |
| 2-2- Situation et dimensions actuelles de la mer Caspienne | p. 18 |
| 2-3- Le climat de la mer Caspienne                         | p. 19 |
| La température                                             | p. 19 |
| Les précipitations                                         | p. 19 |
| Les vents                                                  | p. 20 |
| 2-4- La salinité                                           | p. 20 |
| 2-5- Les courants marins                                   | p. 22 |
| 2-6- Variation du niveau de la mer Caspienne               | p. 23 |
| 3) Les plaines du Gorgan et du Mazandéran                  | p. 25 |
| 3-1- Les plaines du Nord de l'Elbourz                      | p. 25 |

|                                                     |       |
|-----------------------------------------------------|-------|
| 3-1-1- L'Elbourz oriental                           | p. 26 |
| 3-2- La plaine du Gorgan                            | p. 28 |
| 3-2-1- La granulométrie                             | p. 30 |
| Du Gorgan à Bandar Chah                             | p. 30 |
| Du Bandar Gaz à Behchahr                            | p. 31 |
| 3-2-2- La morphoscopie des grains                   | p. 32 |
| 3-2-3- Les minéraux argileux                        | p. 33 |
| Les chloritoschistes                                | p. 33 |
| Les minéraux argileux du Gorgan à Benchahr          | p. 34 |
| La chlorite et le problème de chauffage             | p. 34 |
| La chlorite et l'influence de la glycérine          | p. 35 |
| Les smectites                                       | p. 36 |
| L'illite et le mica                                 | p. 37 |
| La kaolinite                                        | p. 38 |
| 3-3- La presqu'île Mian Koleh                       | p. 39 |
| 3-3-1- La granulométrie                             | p. 41 |
| 3-3-2- La minéralogie et morphoscopie des sables    | p. 41 |
| 3-4- La lagune du Gorgan                            | p. 42 |
| 3-4-1- La granulométrie                             | p. 44 |
| 3-4-2- Les minéraux argileux de la lagune du Gorgan | p. 45 |
| Analyse thermique différentielle                    | p. 47 |
| 3-5- La région du Neka à Goharbaran                 | p. 47 |
| 3-5-1- La zone du Neka                              | p. 48 |
| La granulométrie                                    | p. 49 |
| Les minéraux argileux                               | p. 50 |
| La couche hh                                        | p. 50 |
| 3-5-2- La zone de Goharbaran (h)                    | p. 52 |
| Granulométrie                                       | p. 52 |
| Les minéraux argileux                               | p. 53 |
| Morphoscopie des grains                             | p. 54 |
| 3-6- La région de Sari à Farahabad                  | p. 55 |
| 3-6-1- La vallée du Tadjan                          | p. 55 |
| 3-6-2- La plaine du Sari                            | p. 57 |
| Berges du Tadjan à Sari (point gg)                  | p. 57 |
| La granulométrie                                    | p. 58 |
| Les minéraux argileux                               | p. 58 |

|                                                                |        |
|----------------------------------------------------------------|--------|
| 3-6-3- Farahabad (le point g)                                  | p. 59  |
| La granulométrie                                               | p. 60  |
| La morphoscopie des grains                                     | p. 61  |
| Les minéraux lourds                                            | p. 61  |
| Minéralogie des argiles                                        | p. 61  |
| 3-7- L'Elbourz central                                         | p. 62  |
| 3-7-1- La vallée du Talar                                      | p. 63  |
| 3-7-2- La plaine du Mazandéran - du Chahi<br>à Babol           | p. 65  |
| La granulométrie                                               | p. 67  |
| Morphoscopie des grains                                        | p. 68  |
| Les minéraux lourds                                            | p. 68  |
| 3-7-3- La petite plaine de Babol                               | p. 69  |
| La granulométrie                                               | p. 70  |
| Morphoscopie et minéralogie des<br>sables                      | p. 71  |
| Les minéraux lourds                                            | p. 72  |
| La minéralogie des argiles                                     | p. 72  |
| 3-8- La vallée du Heras (Heraz)                                | p. 73  |
| 3-8-1- La vallée principale du Heras                           | p. 73  |
| 3-8-2- La plaine d'Amol (Heras)                                | p. 78  |
| La granulométrie                                               | p. 78  |
| Les minéraux lourds                                            | p. 79  |
| La minéralogie des argiles                                     | p. 79  |
| 3-9- La côte et la vallée du Tchalous                          | p. 80  |
| 3-10- Les flèches littorales                                   | p. 83  |
| Résultats généraux (Mazandéran et Gorgan)                      | p. 87  |
| 4) Le Guilan                                                   | p. 95  |
| 4-1- L'Elbourz occidental                                      | p. 95  |
| 4-2- Etude géologique des plaines du Guilan                    | p. 100 |
| 4-2-1- La partie orientale du Guilan, du<br>Lahidjan à Roudsar | p. 100 |
| La granulométrie                                               | p. 101 |
| La morphoscopie des sables                                     | p. 102 |
| Les minéraux lourds                                            | p. 103 |
| Les minéraux argileux                                          | p. 103 |
| 4-2-2- Le Séfid-Roud                                           | p. 104 |
| L'évolution du delta du Séfid-Roud                             | p. 106 |
| 4-2-3- Le point H - Astaneh                                    | p. 109 |
| Etude granulométrique                                          | p. 109 |



|                                            |        |
|--------------------------------------------|--------|
| Morphoscopie des grains                    | p. 110 |
| Les minéraux lourds                        | p. 111 |
| Les minéraux argileux                      | p. 111 |
| 4-2-4- Dahaneh Sar (Point A)               | p. 114 |
| La granulométrie                           | p. 116 |
| La morphoscopie des sables                 | p. 117 |
| Les minéraux lourds                        | p. 117 |
| Les minéraux argileux                      | p. 118 |
| 4-2-5- Hassan Kiadeh (Point F)             | p. 119 |
| La granulométrie                           | p. 120 |
| Les minéraux argileux                      | p. 120 |
| 4-2-6- La plaine du Foumen                 | p. 121 |
| Granulométrie                              | p. 121 |
| Les minéraux argileux                      | p. 123 |
| 4-2-7- La lagune de Pahlavi (Anzalie)      | p. 123 |
| Granulométrie des sédiments                | p. 125 |
| La morphoscopie des sables du Guilan Ouest | p. 127 |
| Etude des minéraux lourds                  | p. 128 |
| Les minéraux argileux                      | p. 129 |
| 5) Les sols du Mazandéran et du Guilan     | p. 130 |
| 5-1- L'étude pédologique générale          | p. 130 |
| 5-2- La classification des sols            | p. 132 |
| 5-2-1- Texture                             | p. 133 |
| 5-2-2- Le niveau des eaux                  | p. 133 |
| 5-2-3- Les carbonates de calcium           | p. 134 |
| 5-3- Les sols salés                        | p. 136 |
| Résumé (Guilan)                            | p. 141 |
| Abréviations                               | p. 147 |
| Bibliographie                              | p. 149 |
| Table des matières                         | p. 163 |







